

UNIVERSITE DE MONTPELLIER

FACULTE DES SCIENCES

T H E S E

présentée à la Faculté des Sciences de Montpellier
pour obtenir le grade de Docteur-ès-Sciences

par

Rouhollah YAZDI

Licencié ès Sciences

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA PROVINCE METALLIFERE
VIVAROISE.

(Bordure Sud-Est du Massif Central français)

Soutenue le Octobre 1965 devant la Commission d'examen

Jury :	MM. J. AVIAS	Président
	P. DEMANGEON	} Assesseurs
	A. OVTRACHT	

UNIVERSITE DE MONTPELLIER

FACULTE DES SCIENCES

T H E S E

présentée à la Faculté des Sciences de Montpellier
pour obtenir le grade de Docteur-ès-Sciences

par

Rouhollah YAZDI

Licencié ès Sciences

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA PROVINCE METALLIFERE
VIVAROISE.

(Bordure Sud-Est du Massif Central français)



Soutenue le Octobre 1965 devant la Commission d'examen

Jury :	MM. J. AVIAS	Président
	P. DEMANGEON	Assesseeurs
	A. OVTRACHT	

A MON PERE

A MA MERE

A MES MAITRES

SON EXCELLENCE LE DOCTEUR M. EGHBAL, PREMIER
MINISTRE HONORAIRE DE L'IRAN.

A MONSIEUR LE PROFESSEUR L. BARRABE (†)

A MONSIEUR LE PROFESSEUR J. AVIAS.

AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats auxquels a abouti cette étude, je voudrais exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur J. Avias, Directeur de l'Institut de Géologie, sans lequel cette thèse n'aurait pu voir le jour. Après le décès du regretté Professeur Barrabé qui m'avait confié cette étude, il a bien voulu m'accueillir dans son laboratoire et accepter que je puisse y poursuivre mes recherches, ne me ménageant jamais son appui, tant matériel que scientifique et que moral.

Je prie Monsieur le Professeur Demangeon de trouver ici toute l'expression de ma gratitude pour les judicieux conseils qu'il m'a donné sur le terrain et je le remercie vivement d'avoir bien voulu accepter de faire partie de mon Jury.

Que Monsieur André Ovtrach sache combien je suis heureux de lui rendre ici un hommage tout particulier. Je ne saurais oublier son accueil amical au Laboratoire de Géologie appliquée de la Sorbonne, mais je resterai avant tout marqué par son extrême compétence vis à vis des problèmes des gisements métallifères que j'ai pu maintes fois apprécier tant sur le terrain qu'au laboratoire (où il a su me faire bénéficier d'une manière bienveillante de sa très grande culture. Il a bien voulu suivre mes travaux après mon départ de Paris, qu'il en soit très vivement remercié.

Je remercie tout particulièrement :

Son Excellence Monsieur le Professeur Docteur Manoutchehr Eghbal qui a bien voulu m'apporter son aide la plus totale et la compréhension la plus bienveillante ;

Monsieur le Professeur F. Farchad, Directeur du laboratoire de Géologie et Doyen de la Faculté des Sciences de Téhéran, qui m'a toujours encouragé dans mes études et ne m'a jamais refusé une aide précieuse ;

Monsieur le Professeur Rémy de la Faculté des Sciences de Montpellier qui m'a accueilli très amicalement à plusieurs reprises et a bien voulu vérifier une partie de mes travaux sur le terrain et au laboratoire ;

Monsieur G. Deicha, Maître de recherches au C.N.R.S. qui m'a apporté une aide très efficace lors de mes études sur les inclusions ;

Monsieur le Professeur R. Mouterde qui, après avoir déterminé une partie des fossiles trouvés lors de mes recherches, a bien voulu revoir les conclusions auxquelles ont abouti mes études sur le Lias et me faire bénéficier de ses conseils.

Monsieur J. Sornay, Sous-Directeur de l'Institut Paléontologique du Museum National d'Histoire Naturelle, qui a eu l'obligeance de déterminer une grande partie des macrofossiles trouvés dans les terrains secondaires;

Madame S. Freneix, Madame A. Lefavrais-Raymond, Messieurs Brebion, l'Abbé G. Dubar, Gasiorowski, Stanislaw Mateusz, Mattei, Tintant, qui ont bien voulu déterminer une partie des fossiles trouvés.

Monsieur le Directeur du B.R.G.M. et Messieurs Houdaille, C. Lévy, P. Picot, J. Roger, grâce à qui j'ai pu faire effectuer des analyses à la microsonde Castaing, par la diffractométrie X et des analyses géochimiques, ainsi que pour la documentation qu'ils ont eu l'amabilité de mettre à ma disposition et pour les fructueux échanges de vues que nous avons eus sur les différents domaines géologiques.

La Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine et tout particulièrement Monsieur De Chevilly qui m'a aimablement accueilli et m'a communiqué une abondante documentation.

La S.M.M.P. qui a bien voulu me communiquer quelques unes des coupes des forages réalisés dans le secteur de Largentière.

Monsieur P. Clary, pour l'accueil amical et empreint de générosité qu'il a su me réserver à mon arrivée à Montpellier, et pour le soin tout particulier qu'il a apporté à l'impression de ma thèse.

Monsieur et Madame De-Jong, dont l'aide et l'accueil chaleureux m'ont été très précieux lors de mes travaux à Vessey.

Madame Helleu, Ambassadrice de France, auprès de laquelle j'ai trouvé en toutes circonstances, un soutien précieux.

Monsieur R. Allain, archiviste départemental, pour l'amabilité avec laquelle il m'a communiqué d'importants documents relatifs au département de l'Ardèche.

Monsieur G. Arnaud, cultivateur à Vessey, qui m'a cordialement accueilli et m'a remis une précieuse documentation.

Je n'aurais garde enfin d'oublier dans mes remerciements mes camarades du laboratoire qui m'ont apporté tout au long de ce travail un amical soutien, en particulier : Messieurs R. Biscaldi, A. Gonord et C. Joseph.

Enfin, je tiens à remercier tous ceux qui ont participé à la réalisation matérielle de ce travail et notamment M. Arnaud, Chef de l'atelier de fabrication de lames minces, MM. Denelle et Baldo et tous les collaborateurs du Service de reproduction de la Faculté des Sciences qui a été chargé de son impression.

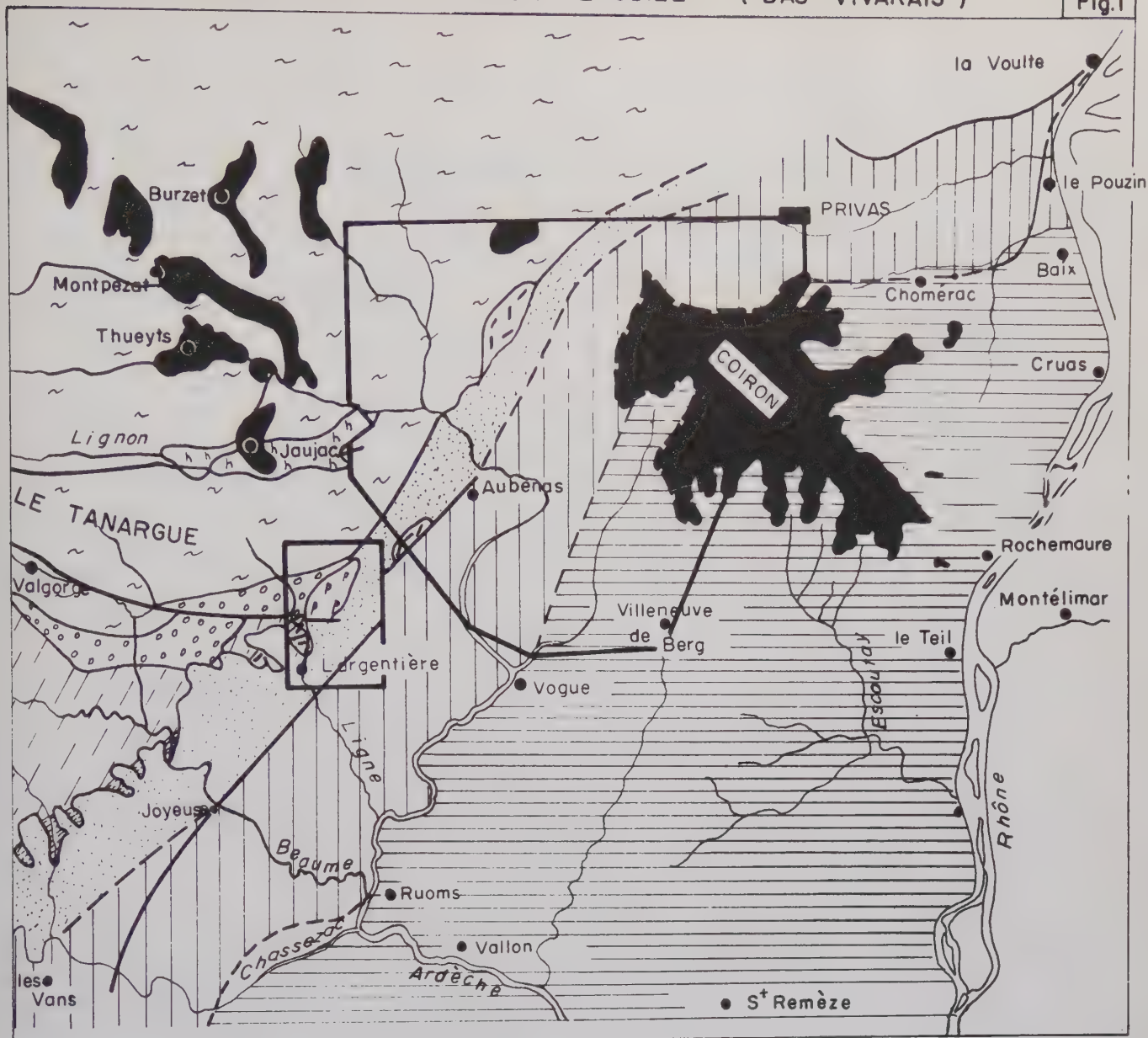
* *

*

CONTRIBUTION

A L'ETUDE DE LA PROVINCE METALLIFERE VIVAROISE

(Bordure Sud-Est du Massif Central français)



ECHELLE : 0 5 10km

— LEGENDE —



Basaltes



Crétacé inf.



Jurassique



Triasique



Houiller



Permien



Granites porphyroïdes



Granites de roches



Gneiss et granites profond



Gneiss de Joyeuse :
gneiss des Cevennes



Micaschistes.

- I N T R O D U C T I O N -

SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée située entièrement dans le département de l'Ardèche, constitue un rectangle d'environ 450 km².

Elle englobe :

- La partie cristalline et la série mésozoïque du Nord-Ouest de la carte géologique de Privas.
- Une partie de l'extrémité Est de celle de Largentière.

Elle se divise en deux secteurs :

1^o - Secteur Nord

Il est limité au Nord par une ligne allant de Privas à Aizac;

à l'Est : Privas, Col de l'Escrinet,
Saint-Laurent-sous-Coiron, Mirabel, Saint-Jean-le-Centenier, Villeneuve de Berg;

au Sud : Saint-Germain, Saint-Didier-sous-Aubenas;

à l'Ouest : Ucel, Lalevade d'Ardèche, Ainac.

2^o - Secteur Sud -

au Nord : Ailhon, Chazeaux;

à l'Est , Uzer;

Au Sud , Montréal

à l'Ouest, Tauriers, Rocher.

RELIEF ET HYDROGRAPHIE -

Relief : L'altitude moyenne est de 400, la vallée de la Ligne étant à 145 m (altitude minimum).

A l'extrémité N de cette région le Roc de Gourdon culmine à 1 060 m; il est séparé par le Col de l'Escrinet (787 m) de la montagne de Blandine (1 017 m) située au Sud-Est.

Hydrographie - dans la partie Sud-Ouest, les rivières de Volane, Sandron et Luol se joignent à l'Ardèche qui prend sa source dans la commune de Mayres (1 481m) ; plus au Sud, la Lande, la Ligne et le Roubreau entaillent de profondes vallées sensiblement Nord-Sud ; dans la partie Sud-Est, nous trouvons les rivières : Auzon et Claduègne ; au Nord enfin on a l'Ouvèze.

CADRE GEOLOGIQUE.

Au Nord et à l'Est un vaste épanchement basaltique récent (massif du Coiron et Roc de Gourdon) s'est mis en place sur les séries mésozoïques ; à l'Ouest se présente une série complexe de roches cristallines sur lesquelles reposent les séries transgressive primaire (Permien) et secondaire (Trias et Jurassique).

I - LE SOCLE CRISTALLIN

1) - L'ensemble des micaschistes

Se présente toujours en minuscules affleurements au Sud-Ouest du secteur méridional et en affleurements plus petits encore dans la partie Sud-Ouest du secteur septentrional. Ils sont probablement le prolongement septentrional des micaschistes et des schistes sériciteux des Cévennes Méridionales (LONGCHAMBON in Q.A. PALM 1957).

2) - L'ensemble des gneiss

La partie Nord-Ouest est formée par des micaschistes et par des gneiss de différents types que j'appellerai gneiss métamorphiques ou migmatites ocellées. Ces ensembles constituent pour une grande part l'Ouest du secteur, lequel s'insère dans la bordure méridionale d'un complexe de roches cristallines partant des Cévennes et s'étendant vers le Nord du département de l'Ardèche.

3) - Les granites en massifs circonscrits

a) - Granite à petits porphyroblastes : se trouvant au Nord, se présente sous forme d'un massif allongé entièrement au sein d'un ensemble d'anatexites à cordièrite, à faciès souvent nébulitique, sa direction est sensiblement Est-Ouest.

IV) - TECTONIQUE

V) - METALOGENIE

TECHNIQUE DU TRAVAIL

La plus grande partie du secteur Nord et Nord Ouest de la région étudiée a été recartographiée sur un fond topographique à l'échelle du 1/20 000.

La partie Est et Sud a été cartographiée sur un fond de photo aérienne à l'échelle du 1/25 000 provenant de l'I.G.N. et avec l'aide complémentaire des cartes au 1/20 000 résultant de l'agrandissement des cartes en hachures au 1/80 000.

Les cartes de la région sud-ouest (région de Largentière) sur lesquelles a été effectuée la cartographie, étaient à l'échelle du 1/10 000 et provenaient de l'I.G.N. ; elles ne sont probablement que l'agrandissement des cartes topographiques de Largentière au 1:25 000 parues récemment.

650 lames minces et 120 sections polies ont été étudiées au laboratoire à l'aide du microscope polarisant et du microscope métallographique. Les analyses géochimiques pour plomb, zinc et cuivre ont été faites au B.R.G.M..

CLASSIFICATION DES ROCHES CRISTALLINES

La classification des différents types de roches (métamorphiques éruptives volcaniques) est essentiellement descriptive et non génétique, car comme le pensent à juste titre plusieurs auteurs la classification génétique aboutira à une grave confusion tant qu'on n'aura pas élucidé le problème de la genèse de toutes les roches : éruptives (granite, etc...) volcaniques (roches basiques) et des migmatites.

Trois types de roches sont à décrire dans la région :

- 1) - les roches "isotropes" dans lesquelles les minéraux constitutifs ne montrent aucune direction privilégiée.
- 2) - Les roches "orientées" qui possèdent une linéation caractérisant les roches cristallophyliennes (micaschistes et gneiss) lesquelles se présentent très largement dans la région.

b) - Le massif de Granite porphiroïde de Vals-Saint-Andéol-Largentières : il affleure en massif allongé s'élargissant dans sa partie Nord, à l'Est de Vals-les-Bains et à l'Ouest de Saint-Julien-du-Serre pour continuer en s'amincissant vers le Sud, car à l'Est et au Sud, il disparaît souvent sous la couverture triasique ou se présente alors sous forme de "fenêtres."

Il réapparaît également en massif allongé au Nord du village de Largentière et dans le lit de la rivière La Ligne.

c) Le granite de Rocles

Ce granite ne représente dans cette région qu'une petite partie du massif granitique de Rocles, il est intercalé dans les mica-schistes et les gneiss rubannés au nord et au nord-est de Largentière, il a ici une direction Nord Est - Sud-Ouest.

4) Granulites et pegmatites de la région de Vals-les-Bains.

5) Système filonien

Dans la région étudiée se trouvent plusieurs systèmes filoniens de microgranulites, granite à deux micas, microgranite, microdiorite et lamprophyre.

II - LA SERIE SEDIMENTAIRE

La couverture du socle cristallin commence par la transgression primaire (Permien) au Sud et au Nord par la transgression secondaire (Trias inférieur). Les séries sédimentaires couvrant presque entièrement la partie est de la région, continuent jusqu'au crétacé et même jusqu'au tertiaire quand on s'éloigne vers la vallée du Rhône.

III - FORMATIONS ERUPTIVES RECENTES

Au Nord et à l'Est se présentent de vastes épanchements basaltiques d'âge miocène à quaternaire récent. Le massif des Coirons, à l'Est, le massif d'Aizac qui se trouve dans la formation cristallophyl-
lienne au Nord.

Ces deux massifs forment la limite Nord et Est de la région étudiée.

On rencontrera très souvent des formations volcaniques récentes en dykes ou necks éparpillés dans les formations citées ci-dessus.

- 3) - Les migmatites, roches mixtes composées par une trame (roches préexistantes) et "ichor"

SOMMAIRE HISTORIQUE

Situé au Sud-Est du Massif Central Français, la région étudiée est très peu décrite au point de vue métallogénie. Peu d'ouvrages, en effet, traitent des gîtes métallifères de cette contrée.

GIRAUD SOULAVIE, attira dès 1778 l'attention des naturalistes sur la description géologique de la région Vivaroise.

Un siècle environ après CH. LEDOUX (1868) étudie plus spécialement le minerai de fer du département de l'Ardèche, en donnant la précision détaillée sur la description et la fréquence des indices du minerai de fer.

J.B. DALMAS (1872) traite dans son ouvrage la description des roches cristallines et leur genèse (en émettant l'hypothèse que ces roches résultent de l'action concomitante du feu et de l'eau) ainsi que celle des roches sédimentaires.

M. BOULE a étudié de 1895 à 1906 les formations cristallines de la carte géologique de Privas pour l'édition de l'année 1908.

Il différencie dans les roches cristallines :

- Granite normal
- Granite porphyroïde
- Granite gneissique
- Microgranite
- Microgranulite

et assimile les roches cristallophylliennes sur le nom de gneiss.

Les formations cristallines qui se trouvent sur la carte de Largentière ont été beaucoup plus étudiées. C'est G. FABRE qui travailla d'abord, de 1875 à 1885 pour l'édition de l'année 1889 et qui distingue :

Terrains éruptifs :

- Granite gneissique tacheté
- Granite
- Granite porphyroïde
- Granite amphybolique
- Granulite et pegmatite
- Microgranite

Terrains cristallophyliens :

- Gneiss rubannés
- Micaschistes

H. LONG CHAMBON étudie dans les années entre 1926 et 1937, la même région que G. FABRE, pour l'édition de l'année 1939 où il distingue :

- Granulite d'apport confus
- Granulite d'anatexie
- Gneiss anatexique à cordièrite
- Gneiss anatexique à silimanite
- Gneiss de metamorphisme d'apport
- Amphibolites granulitisées

C. SANITAS (1957) étudie en partie le socle cristallin des cartes géologiques de Privas et Largentièrre et précise les zones décrites par H. LONGCHAMBON, ainsi que les granites tardimigmatitiques et les diadysites qui sont décrites en 1939 par M. LAPADU-HARGUES dans son "étude du bassin houiller de Prade".

C. SANITAS distingue dans la partie Ouest de la région qu'il a étudiée :

La série cristallophylienne

a) - Les migmatites :

- Granite d'anatexie
- Anatexite à cordièrite
- Anatexite à silimanite
- Embréchites
- Diadysites

b) - Les granites tardimigmatitiques :

- Le granite porphyroïde de Vals-Saint-Andéol
- Le granite "Pont-de-Labaume"
- Les filons (microgranite de Chastagnas)
(microgranite de Laviolle)
(microgranite du Pal)

F. ROMAN (1950) décrit dans son traité "Le Bas Vivarais", la série stratigraphique Sédimentaire. Dans cet ouvrage particulièrement la paléontologie des formations sédimentaires (du Trias au crétacé).

Les Géologues de la société Nationale du Pétrole d'Aquitaine (1960) et F. DELCEY-LEDUC (1961), dans leurs études géologiques sur l'Ardèche sédimentaire, décrivent en détail très particulièrement la stratigraphie, la paléontologie.

Bien que leurs études ont offert une clarté à la description géologique de l'Ardèche sédimentaire, ils admettent la présence entière de certains étages (le Bajocien entre le col de l'Escrinet et Aubenas) ou au contraire ils nient la présence d'un autre étage (l'Oxfordien). Ce qui est dans ce cas loin de la réalité, suivant les résultats de mon étude géologique.

CHAPITRE I

METAMORPHOSISME REGIONAL ET LES MICASCHISTES

I - Généralités

Les roches résultant de la transformation profonde de roches préexistantes sédimentaires ou éruptives sont appelées roches métamorphiques ou cristallophyliennes quand elles ont une structure feuilletée. Ce sont des roches métamorphiques qui affleurent le plus largement dans le secteur étudié dont elles occupent presque toute la partie Nord et entièrement la partie Ouest.

La partie Nord continue vers le haut Vivarais.

La partie Ouest s'étend d'une part vers le Tanargue où elle rejoint un complexe de gneiss; d'autre part vers Prades ; où elle est recouverte par le bassin houiller et vers Rocles où elle est limitée par le massif granitique de Rocles lequel se trouve bien au delà des limites de mes recherches. Ces roches métamorphiques disparaissent à l'Est et au Sud sous les formations sédimentaires primaires et secondaires.

Ainsi délimitées elles couvrent une superficie de 150 km² environ soit plus du tiers de la surface cartographiée ; elles ne sont presque jamais recouvertes par les lambeaux sédimentaires, des alluvions et la végétation y est plus dense. Aussi affleurent-elles en général bien mais sont souvent altérées en surface par le wheatherring. On n'y rencontre pas de hautes altitudes, car ce sont des terrains pénéplanés, depuis la fin du Primaire.

II - L'ENSEMBLE DES MICASCHISTES

a) - Délimitations

La surface occupée par les micaschistes à l'Ouest du secteur étudiée, déduction faite des érosions dans les rivières de l'Ardèche de la Ligne, dit Roubreau ; les micaschistes de ces deux dernières rivières sont délimités par le granite porphyroïde de Largentièrre et le granite de Rocles, recouvert par le trias inférieur des communes de Sanilhac et de Tauriers ; ils reparaissent dans le ravin entre Luthe et le hameau de la Rouvière (Nord Est de Largentièrre).

ETUDE DES SERIES CRISTALLOPHYLIENNES

PREMIERE PARTIE

ETUDE GEOLOGIQUE ET DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES
ROCHES CRISTALLINES

A partir de l'affleurement du lit de l'Ardèche dans la région de Lalevade-Labégude, jusqu'au quartier de Ternis au Nord de la commune de Privas, on ne voit plus de micaschistes.

Ces micaschistes faisant partie de l'ensemble des schistes des Cévennes forment dans cette région le matériel de base des migmatites

b) - Constitution :

Dans la partie méridionale (Lalevade-Labégude) et le Nord (Luthe), la série passe insensiblement à un gneiss de même foliation que celle des micaschistes.

Une grande partie de ces micaschistes est alors formée par l'alternance de lits d'éléments ferro-magnésiens (mica noir) et quartzo-feldspathiques. Parfois ces derniers deviennent si abondants que la roche prend un aspect de gneiss finement feuilleté.

On distingue trois types de micaschistes :

- Les micaschistes à muscovite
- Les micaschistes à biotite
- Les micaschistes feldspathisés.

c) - Zonéographie :

On distingue un faciès de micaschistes dit "commun", correspondant à l'ensemble de la série cristallophylienne. Mais l'existence ou l'absence de certains minéraux caractéristiques permettent de subdiviser les micaschistes en plusieurs zones dont chacune peut avoir un faciès particulier (par exemple les micaschistes à grenats, etc...).

- Zone des micaschistes à muscovite

a) - Etude microscopique :

Ces micaschistes affleurent en bancs de faible puissance au Nord de la rivière de Roubreau, sur la rive gauche, où ils sont parfois intercalés dans les gneiss.

Ils se présentent en bancs très fissiles de teinte blanc-crème, assez claire, parfois légèrement rosâtre ; cette teinte provient très probablement de l'existence de sulfures de fer dans la roche, complètement lessivés en surface.

La schistosité est N 190° E, les cassures concordent parfaitement avec la direction de la schistosité, leur pendage est de 69° environ vers l'Est. Dans le lit du ruisseau du Roubreau, on voit de nombreuses lentilles allongées de quartz parallèles à la schistosité dont le diamètre varie entre quelques centimètres et quelques mètres (deux mètres environ, en moyenne).

b) - Etude microscopique :

En lame mince on remarque la structure schisteuse dans laquelle de nombreux grains de quartz, engrenés les uns dans les autres, réunis en lits très réguliers, dominant très largement.

La muscovite apparaît en très fines paillettes, on y distingue aussi rassemblées en lits parallèles faisant des alternances avec des lits quartzeux, des trainées d'oxydes de fer bien orientés. La couleur de la roche est blanc rosâtre. Les trainées d'oxydes de fer proviennent peut-être de la décomposition de chlorites ferreuses, car on n'y voit absolument pas de fantômes de biotite (il est donc difficile de penser que l'oxyde de fer provient de l'altération de cette biotite).

Enfin très rarement et sporadiquement apparaissent de petits amas de leucoxène. On peut classer cette roche dans les micaschistes à muscovite ou encore "micaschistes supérieurs" selon JUNG et ROQUES (1936).

II - Zone des micaschistes à biotite et chlorite

Cette série de micaschistes affleure dans la même contrée que les précédents, c'est-à-dire en amont du Roubreau ; la partie sud disparaît sous les formations de brèches conglomératiques de la base du Permien, un peu plus au nord elle passe rapidement ou insensiblement à un complexe de gneiss voisins de façon telle qu'on trouve des micaschistes en partie enclavés dans les gneiss.

Elle se présente en bancs durs de couleur verte très foncée, ou vert noir à éléments et litages extrêmement fins. On trouve une enclave de ces micaschistes ayant une puissance de 0,50 m et trois mètres environ de longueur, dans les gneiss. Cette enclave à une direction discordante avec celle de la schistosité des gneiss et celle de la schistosité des micaschistes. L'étude à l'affleurement et en lame mince montre que l'enclave n'a pas évolué.

Une plaque mince effectuée dans ce septa, montre des lits de quartz peu abondants, séparés par des feuillets de phyllites. Ceux-ci sont très abondants et sont presque entièrement constitués par de belles lamelles allongées de biotite et par des trainées de chlorite verdâtres peu pléochroïques. La biotite fraîche est largement pléochroïque. La chlorite provient très probablement de l'altération de la biotite, la chlorite primaire étant rarement représentée.

La chlorite secondaire comporte des inclusions de minerai et de leucoxène d'aspect terne ainsi que des trainées d'oxydes de fer. La chlorite primaire montre un aspect très frais ; un fort pléochroïsme et est dépourvue d'inclusions de rutile et de minerai.

Très fréquemment on note des amas irréguliers de sphène et de leucoxène et rarement de la calcite secondaire.

III - Micaschistes feldspathiques

La plus grande partie de l'ensemble des micaschistes feldspathiques^{se} présente dans le secteur étudié ; elle est formée de micaschistes feldspathiques à biotite, qui passent progressivement aux zones voisines beaucoup plus évoluées, c'est-à-dire à des gneiss à sillimanite et cordiérite.

A Lalevade-Labégude, dans le lit de l'Ardèche, la schistosité est Nord-Sud ; de nombreux filonnets où petits amas fusiformes de quartz s'intercalent dans les micaschistes parallèlement à la schistosité.

Sur la route de Vals-les-Bains (D. 578 bis) tout près de la carrière d'Ucel (voir coupe n° 1 dans l'annexe et fig. n° 39), les micaschistes sont très évolués près d'amas de granulites à nids pegmatitiques. Dans ces dernières, on voit une petite enclave de micaschistes feldspathisés, très riches en grenats automorphes (taille de 1 à 5 mm) de couleur brun rouge qui peuvent être des grenats ferrifères, almandin, par exemple.

Dans cette formation, il faut noter la présence de joints dans toutes les directions.

Les micaschistes albitiques affleurent sur une surface importante au Nord-Est de Largentière, entre Luthe et la Rouvière, avec une schistosité très nette, mais la direction de celle-ci est assez variable aux environs de Luthe.

Dans ces micaschistes, les lits de micas sont souvent assez épais et extrêmement riches en paillettes de biotite ; parfois les micaschistes (par exemple dans le ruisseau des Flachères entre la Rouvière et Luthe, tout près de ce dernier hameau, au contact du Permien) montrent des alternances très fines d'éléments quartzo-feldspathiques et de minéraux ferro-magnésiens de telle sorte que l'on peut qualifier la roche de gneiss très finement lité. La roche à l'affleurement est noire, parfois beige, mais en profondeur elle est gris noir à gris rougeâtre. Dans les mêmes endroits on remarque plusieurs minuscules filonnets de pegmatites ayant 4 à 5 cm de puissance. Au Nord-Est du hameau Roux, le filon de pegmatite est riche en tourmaline, noire et a une puissance de quelques mètres avec une longueur de quelques dizaines de mètres. Dans les fermes de Malpas et d'Arlix, Labégude, les micaschistes feldspathiques sont assez riches en nodules de cordiérite très altérés.

Etude micrographique des micaschistes feldspathiques

Les quartz et micas

Ils sont très abondamment représentés en grains nets, xénomorphes, à contours en peu dentelés, irréguliers, de taille moyenne et relativement constante. Quelquefois les cristaux sont engrenés les uns dans les autres, de temps en temps, ils ont l'extinction onduleuse. Ils constituent des lits plus ou moins abondants séparés par des feuillets de phyllites. Celles-ci ne sont que des biotites, très largement répandues en belles lamelles presque toujours fraîches, brunes, largement pléochroïques (ng brun légèrement foncé vif virant à un vert brun terne ; np brun très clair ou vert brun clair). Elles contiennent assez souvent des inclusions de sagénite ou de quartz.

Les plagioclases

Ils sont assez abondants, maclés polysynthétiquement, ce sont des albites (5 à 9 % d'anorthite) sous formes de cristaux sub-idiomorphes et xénomorphes de taille faible. Ils apparaissent sporadiquement et quelquefois se présentent en cristaux poecilite contenant des inclusions de lamelles de biotite ou des grains de quartz sous forme de plages anguleuses ou de goutellettes. Ces cristaux poecilites sont souvent moulés par les grains de quartz.

Les plagioclases sont pour une grande part altérés et, séricitisés, c'est pourquoi il est difficile de les déterminer très rigoureusement. Notons que la roche peut contenir de l'oligoclase.

Ces plagioclases s'associent aux grains de quartz pour former les lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits phylliteux.

Les zircons :

Parfois assez abondants, ils se montrent en cristaux xénomorphes, arrondis, souvent inclus dans les plages de biotite avec une auréole fortement pléochroïque; ou inclus dans le quartz et dans ce cas ils apparaissent en cristaux automorphes dont la face (110) m est bien visible.

Autres minéraux

L'apatite, en prismes allongés n'est pas rare, et est souvent incluse dans le quartz ou la biotite. La calcite se présente très rarement et en petite quantité, elle est parfois incluse dans le quartz ou dans les plagioclases; on y remarque des traces d'oxydes de fer et un peu de sphène entouré par du leucoxène.

Plus rarement on remarque des grenats, généralement de petite taille, automorphes à sub-automorphes et souvent allongés suivant la schistosité.

Autres caractères de l'ensemble des micaschistes et conclusions.

D'après l'étude du terrain complétée au laboratoire, on peut émettre les conclusions suivantes :

1) - Ces micachistes pourraient se subdiviser en trois zones selon leur évolution et les minéraux phylliteux présents.

- Au sommet micachistes ou schistes à muscovite,
- Au milieu micaschistes à chlorite-biotite,
- A la base micaschiste à biotite-albite (apport de plagioclases).

Comme l'apparition de biotite et la cristallisation des feldspaths sont progressives, il m'était difficile de pouvoir tracer une limite cartographique entre les deux dernières zones.

2) - Lorsqu'on descend dans la série, l'albite est remplacée par l'oligoclase et il se produit une augmentation de la teneur en feldspaths. Dans le détail cet accroissement n'est pas régulier, il y a succession de niveaux diversement feldspathiques qu'il faut certainement interpréter comme un vestige de la stratification.

* *

CHAPITRE II

L'ENSEMBLE DES GNEISS

A - LES MIGMATITES

Le terme de migmatite a été introduit en 1907 par J.J. SEDERHOLM (in Raguin 1946) pour désigner une roche particulière; il s'agirait d'une roche mixte où on observe un mélange de résidus sédimentaires (partie originelle ou préexistante) recristallisée ou trame et une partie de matière granitique ou ichor (sérum). Autrement dit, selon cet auteur, la notion de migmatite s'applique à des roches métamorphiques où une certaine hétérogénéité de texture est réalisée.

J.J. SEDERHOLM a subdivisé les migmatites de la façon suivante : (in Raguin 1946) :

Les artérites : L'Ichor, c'est-à-dire le sérum, s'insinue lit par lit dans le schiste offrant des lits réguliers ou feuilletés.

Les agmatites : -Ou gneiss riches en enclaves de roches métamorphiques formant des essaims ou des trainées de fragments anguleux (dits brèches d'injection) au sein du matériel granitique.

Les nébulites - Ce sont des gneiss dans lesquels l'ensemble des parties fondamentales (roches préexistantes) et la partie quartzo-feldspathique, semblent s'être mêlés et où les limites reciproques entre les deux parties essentielles de la roche s'estompent, celle-ci ayant alors un aspect diffus, nuageux, nébuleux (d'où le nom nébulitique) et ne montre aucune orientation privilégiée. Mais à l'échelle du terrain, elle possède une texture gneissique due le plus souvent à la présence de lits micacés assez flous ou à d'autres minéraux ferro-magnésiens. Dans le cas où les nébulites comportent de grands cristaux de feldspaths potassiques, elles deviennent des nébulites ocellées.

Récemment, JUNG et ROQUES (1936 - 1952) ont classé les roches dites cristallophyliennes en ectinites et migmatites; ils ont subdivisé ces dernières de haut en bas et d'après leur structure :

- a) Migmatites hétérogènes - diadysite, épibolite et agmatite,
- b) Migmatites homogènes - embréchite et anatexite.

1- Description des migmatites hétérogènes

- a) - Diadysites - ce sont des roches généralement schisteuses traversées par des filonnets quartzo-feldspathiques recoupant la stratification de la trame ; des bourgeons de myrmékite (quartz et albite en syn-cristallisation) caractérisent leur texture microscopique. En fait il ne s'agit plus de roches proprement dites mais d'un complexe recoupé par un réseau de filonnets.
- b) - Epibolite - des éléments quartzo-feldspathiques (ichor) s'insinuent en filonnets parallèles donnant à la roche un aspect de gneiss rubannés.

II - Description des migmatites homogènes

- a) - Embréchite - Gneiss oeillés où la zonalité cristallophyllienne est conservée et même accentuée. Les yeux sont formés de feldspaths potassiques avec un fond d'oligoclase et de biotite.
- b) - Anatexite - Gneiss à foliation irrégulière montrant soit des plissements, soit des trainées micacées et feldspathiques plus ou moins orientées (artérites), soit des concentrations plus ou moins tourbillonnaires de micas (nébulites). Ces roches ont une structure très proche de celle des plutonites. Elles se placent normalement à la base des gneiss inférieurs et passent insensiblement au granite sous-jacent.
- c) - Diadysite - Ces roches se présentent au contact des embréchites et elles montrent le passage des micaschistes à celles-ci. Elles sont présentes en tous petits pointements à l'Est de Vals les Bains, tout près de la ferme de Coste-d'Haut et à Lalevade-Labégude. La roche-trame de ces migmatites est constituée par un micaschiste riche en biotite et pauvre en quartz. L'aspect macroscopique lité est très net, ce qui donne à cette roche-trame une texture assez finement feuilletée. La teinte est grise, claire en profondeur, noirâtre à la surface de l'affleurement. Dans ces micaschistes s'intercalent de nombreux filonnets quartzo-feldspathiques dont la puissance varie de 1 cm à quelques centimètres. Ces filonnets recoupant la stratification sont anastomosés à l'échelle du terrain comme à celle de l'échantillon. Ceci répond à la description des diadysites. Les filonnets ont une teinte claire, très rarement à grains plus moyens.

En plaques minces la roche-trame est constituée par des lits de quartz plus ou moins abondant séparés par de fins lits un peu discontinus de lamelles de biotite. Les cristaux de quartz apparaissent en éléments xénomorphes de taille constante, assez petite ; la biotite est largement répandue en beaux cristaux fortement pléochroïque (ng brun foncé, np brun très clair). Quelques lamelles de biotite contiennent des grains de quartz et de zircon ayant une auréole fortement pléochroïque.

Le sérum (ichor) est composé de cristaux de quartz xénomorphes de taille beaucoup plus grande que ceux de la roche-trame (roche-hôte), parfois il est inclus dans les plages de feldspaths.

Les feldspaths sont uniquement constitués par des plagioclases acides un peu alcalins, il s'agit d'albite-oligoclase (8 à 12 % d'An) ils sont abondants ; on peut y trouver la macle-péricline. Notons aussi la présence de rares cristaux sub-idiomorphes de grenats et d'apatite automorphe abondante dans la partie sérum. Quelquefois, zircon et apatite se trouvent dans la roche-trame ; on y remarque aussi un peu de sphène et de leucoxène xénomorphes (parfois ils sont associés).

Les différences qui existent entre ces roches et les micaschistes sont d'une part l'existence des filonnets quartzo-feldspathiques entre croisés, discordants avec la schistosité de la roche-trame, et, d'autre part, l'apparition d'oligoclase, c'est-à-dire un accroissement de la proportion de feldspath et une augmentation du pourcentage d'anorthite.

B- LES GNEISS

Le terme de gneiss s'applique à des ensembles de roches dans lesquelles les minéraux constitutifs montrent une structure orientée.

Sachant que ce terme est uniquement basé sur un critère descriptif (texture et structure) des roches métamorphiques, indépendamment de toute considération génétique, on peut donc avoir différents types de gneiss.

Ici j'ai distingué :

- Gneiss lités
- Gneiss rubannés
- Gneiss ocellés
- Gneiss amygdalaires

La distinction est basée sur leur texture visible à l'échelle de l'échantillon. La définition de chaque type de gneiss sera donnée dans le présent chapitre au cours duquel je préciserai leur localisation géographique et géologique.

a) - Gneiss lités

Le passage de la formation des micaschistes au gneiss rubanné s'effectue par l'intermédiaire d'une zone de gneiss finement lités où les lits phylliteux et les lits quartzo-feldspathiques ont une épaisseur de l'ordre du millimètre.

b) - Gneiss rubanné à sillimanite et grenats :

Ce type de gneiss, appelé et cartographié par C. SANITAS (1957) comme diadysite, se rencontre très fréquemment dans le secteur étudié; par endroits il affleure sur une surface assez étendue comme, par exemple, au Nord-Ouest de Largentière (depuis le hameau de la Rouvière jusqu'à celui de Védignac). La zone a une direction NNE - SSO, on voit sa continuation sur un petit affleurement dans le ruisseau des Flachères au Nord-Est de Luthe. Plus au Nord, ces gneiss affleurent assez largement dans la région Lalevade-Labégude, entre les quartiers de Malpas et le gué d'Arlix et Tesseaux, à l'Est de Vals-les-Bains, ils affleurent entre Le Paillery et la R.N. 578 bis. Enfin, encore plus au Nord, ils se présentent sur une petite surface au sein de l'anatexite, affleurant dans la rivière Volane juste en amont du pont de Bridou.

Dans tous les pointements de ce type de gneiss s'intercalent des amas, filons ou nids de granulites pegmatitiques ou de pegmatites à contours diffus ayant une direction NNE-SSO. La description de ces intercalations sera effectuée postérieurement.

La zone de transition entre les micaschistes feldspathiques et les gneiss rubannés est très nette en particulier dans le hameau de Combeira (Le Vieil Ucel), sur la rive gauche de la rivière Le Sandron et par endroits à Lalevade-Labégude, ainsi qu'au Nord de Largentière.

Les micaschistes albitiques se transforment en une roche légèrement massive; en descendant dans la série la roche devient de plus en plus massive, avec schistosité très nette; les alternances de lits phylliteux et quartzo-feldspathiques donnent à la roche un aspect rubanné (lits phylliteux de 1 mm). Quand la série devient plus puissante la stratification tend à disparaître par suite de la répartition beaucoup plus homogène des feldspaths.

Par contre, les feldspaths dessinent un litage dans certaines zones où ils sont particulièrement abondants. Localement ces lits sont contournés ou sinueux à l'échelle centimétrique ; de telles formations sont visibles dans la région de Lalevade-Labégude et au Nord-Est de Largentière (on y observe des trainées ou des amas de sillimanite visibles à la loupe). Les nodules de cordiérite, altérés, s'y présentent assez souvent avec un diamètre variant de quelques millimètres à 2 centimètres environ.

Des cristaux de grenats roses, très souvent automorphes, dont la taille est de 1 à 3 mm, se présentent souvent, mais de façon sporadique; parfois, ils sont assemblés ou bien arrondis, formant de très fines taches rouges dans la roche fraîche.

Les paillettes de muscovite sont, par place, visibles sur l'affleurement. De petites "flammes" de pegmatites se trouvent assez souvent dans ces gneiss, en particulier à : Vals-les-Bains, sur la rive droite de la rivière Volane, dans la ferme Côte Chaude, et surtout au bord de la route, juste dans le tournant, où les quartz peuvent avoir 4 cm de diamètre et sont accompagnés de grandes lamelles de muscovite (dont le diamètre peut atteindre 1,5 cm) et de chlorite verte. L'aspect et la couleur gris très clair ou beige clair de ces roches est très caractéristique et se distingue facilement des autres types de roches représentées dans la région étudiée. Enfin, les lits quartzo-feldspathiques deviennent plus nombreux et s'épaississent au fur et à mesure que la puissance de la série augmente, mais leur épaisseur ne dépasse jamais 1,5 cm. Cette partie quartzo-feldspathique se présente en lentilles étirées, allongées et régulières donnant un aspect de gneiss ocellées. Au sommet de cette formation les lits quartzo-feldspathiques et les yeux deviennent irréguliers. Les yeux de feldspaths (non automorphes) peuvent envahir toute la masse de la roche. En général, dans le secteur étudié, nous avons une schistosité N 10 à 20° E, de pendage 60 à 80° mais le détail des levées géologiques montrent que la schistosité varie beaucoup.

Etude micrographique

Dans une douzaine de plaques minces, on voit un fond franchement quartzo-feldspathique à structure granoblastique. Les cristaux de quartz abondants, se présentent en grains xénomorphes dentelés ou engrenés les uns dans les autres, très rarement avec une légère extinction onduleuse; la taille des cristaux est presque toujours constante. On observe quelques cristaux automorphes et sub-automorphes qui sont parfois inclus dans les feldspaths. Les grains de quartz peuvent avoir en inclusion des cristaux automorphes de biotite.

Les feldspaths sont en grande majorité des plagioclases, ils se présentent en cristaux de formes différentes selon les échantillons : xénomorphes, sub-idiomorphes ou en lamelles rectangulaires ; parfois ils sont abondants.

La teneur en anorthite varie dans les divers échantillons entre trois et dix-huit pour cent, il s'agit de plagioclases très acides (albite-oligoclase). Parfois les plagioclases sont associés à des vermicules de quartz, donnant la myrmékite. Ils peuvent avoir en inclusion des granules de quartz à angles arrondis. Les cristaux de plagioclase limpides ne sont pas rares, mais les cristaux très séricitisés sont abondants, la séricite dessinant des taches irrégulières.

Les feldspaths potassiques se présentent presque toujours en grands cristaux pertithiques et poecilithiques, xénomorphes ou sub-automorphes. Ils sont souvent moulés par les phyllites et en contiennent presque toujours quelques paillettes (biotite et mica blanc).

De petites plages de quartz s'éteignant simultanément donnent l'aspect d'une structure cunéiforme (ou structure graphique).

L'association feldspath-quartz se présente dans des lits bien séparés par de fins niveaux phylliteux, ceux-ci étant constitués uniquement de biotite. (ng vert légèrement brun, vert foncé terne, brun foncé rougeâtre - np vert très clair, vert olive clair, brun jaunâtre ou brun très clair).

La majeure partie de la biotite est altérée en une chlorite à pléochroïsme très faible ayant tous les caractères microscopiques de la pennine. Elle est assez rarement déferriifiée et transformée en mica blanc.

Elle est assez souvent riche en rutilés groupés en fines aiguilles (sagénite). Les lamelles de biotite ont parfois remplacé les feldspaths.

La sillimanite est assez souvent intimement associée à la biotite. (voir photo 5).

Elle se présente aussi en amas fibreux et en inclusions dans les feldspaths. Elle peut apparaître sporadiquement en trainées contournées très importantes ou en petits cristaux plus ou moins courbés formant des paquets ou des gerbes.

La cordièrite se présente toujours en cristaux presque entièrement altérés en séricite ou en chlorite (gigantolite) et, dans ce dernier cas, on voit l'altération progresser le long des clivages.

Par place on remarque des cristaux automorphes, ou sub-idiomorphe, ou xénomorphes de grenats, souvent fracturés ; quelquefois ils sont assez abondants. Ils sont rarement altérés, incolores et limpides en lumière naturelle, presque isotropes en lumière polarisée. Quand ils sont assez altérés ils laissent des trainées d'oxyde de fer.

On voit rarement de la muscovite. Parfois la séricite prédomine largement sous forme de fines paillettes, ou bien en lits feutrés discontinus, ou en amas importants englobant d'autres cristaux (grenats). Parfois elle remplit les fissures perpendiculaires aux lits phylliteux. Elle s'est produite par l'altération de feldspaths, cordièrite, sillimanite et peut être d'autres minéraux.

La damouritisation s'est développée très rarement le long du clivage de feldspaths potassiques.

Les minéraux accessoires sont très peu nombreux : sphène et "leucoxène" inclus dans la biotite.

L'apatite apparaît en cristaux fins automorphes, sub-idiomorphes ou xénomorphes, ou encore en sections hexagonales prismatiques ; elle est souvent incluse dans la biotite, plus rarement dans le quartz et les feldspaths, parfois isolée.

Le zircon, en petits grains, est rarement inclus dans les feldspaths. Il est fréquent dans la biotite, avec une auréole fortement pléochroïque. De petits amas opaques et les trainées d'oxydes de fer "limonites" sont rares.

c) - Gneiss oeillés

Ils affleurent sur de faibles étendues : petits pointements au Nord de Saint-Michel-de-Boulogne (à 400 m avant le hameau Miraville, au sein de l'anatexite) ; dans la région Lalevade-Labégude ces affleurements dessinent schématiquement un étroit banc affectant plus ou moins la forme d'un croissant entre les gneiss rubannés et les anatexites. Ils affleurent près du pont de Vals-Labégude et se poursuivent vers le bassin houiller de Prades. Plus au Sud un petit affleurement apparaît au contact du granite porphyroïde (ce granite porphyroïde est la continuation de celui de Saint-Julien-du-Serre-Vals qui affleure par place, comme en fenêtre, au bord d'une faille NNE-SSO, entre le Vieil Ucel et le Sud de Mercuer) puis disparaît

sous la formation triasique et la végétation au Sud de Mercuer. Ils se retrouvent encore plus au Sud, dans la ferme Perbost, près de Rocher, à la hauteur de Largentière.

Ces gneiss oeillés sont caractérisés par la présence de grands yeux de feldspaths (ou quartzo-feldspathiques) orientés, séparés et moulés par des lits très épais de phyllites, ce qui les différencie des gneiss rubannés. Entre les gneiss oeillés et les gneiss rubannés, uniquement au hameau d'Arlux, les zones sont bien représentées ; les gneiss rubannés passent à des gneiss plus ou moins amygdalaires par l'accroissement des lits quartzo-feldspathiques et une épaisseur accrue des lits phylliteux, mais ce faciès ne tarde pas à passer plus ou moins oeillés ou franchement oeillés. Ces yeux proviennent d'un enrichissement en feldspaths potassiques de couleur rose clair qui constituent en effet un des constituants essentiels des gneiss oeillés, tandis que ce minéral est beaucoup moins fréquent et important dans les gneiss rubannés. Etant donné que la zone de transition est très réduite et que l'on passe d'un faciès à l'autre assez rapidement il est difficile de tracer une limite exacte sur la carte.

Les yeux sont fréquemment quartzo-feldspathiques, comportant des lamelles de biotite intacte et rarement de fines paillettes de mica blanc. Ils sont en cristaux allongés sub-idiomorphes et automorphes, parfois arrondis.

Ces yeux sont blancs ou gris clair ; quand l'oeil comporte beaucoup de feldspaths il a une teinte rose très clair ; leur taille est couramment comprise entre 3 et 6 cm, la longueur des plus grands que j'ai pu mesurer approchait 12 cm.

Les yeux sont moulés par des lits micacés de 0,2 cm à 2 cm d'épaisseur, la moyenne étant de l'ordre du centimètre ; remarquons que parfois des amas ou des trainées de sillimanite s'associent avec les éléments phylliteux. Assez souvent de petits cristaux automorphes de grenat, isolés ou groupés, se trouvent dans les lits ferromagnésiens, exceptionnellement dans la partie granitisée (quartzo-feldspathiques).

La schistosité de ces roches, à cause des déformations qu'elles ont subies, changent d'un point à l'autre. En général près du pont Vals-Labégude, sur la rive gauche, la schistosité est N 10 à 25° E, et a un pendage de 75 à 90° mais vers le bassin houiller de Prades, la schistosité est à peu près E.W avec des valeurs de pendage comprises entre 65 et 75°.

Parfois il y a des intercalations d'une quinzaine de centimètres de puissance et quelques mètres de longueur des mêmes faciès avec une schistosité perpendiculaire à la précédente : N 110 E. Tous ces caractères macroscopiques sont très bien représentés au bord de la route Vals-Pont de la Baume (sur la rive gauche de l'Ardèche) surtout dans le hameau "Le Bateau" où les affleurements sont très frais à cause de l'élargissement de la route (photo n° 6) ; parfois les lits micacés et quartzo-feldspathiques sont fortement contournés et plissés ; localement se remarquent de grands nodules de cordièrite de couleur vert bleuté dans la roche fraîche, vert pâle ou vert rouille à la surface des affleurements.

A l'échelle de la lame mince se remarque une structure granoblastique ; les parties quartzo-feldspathiques présentent une structure granulaire. Les lits phylliteux sont essentiellement constitués par la concentration de cristaux allongés de biotite de taille isométrique ; très souvent frais, ils peuvent être déchiquetés, enchevêtrés ou sporadiques (ng brun foncé rougeâtre, np brun relativement clair) et contiennent rarement des granules de zircon, ces derniers ayant de temps en temps une taille assez importante.

La biotite est quelquefois bourrée de tout petits grains de leucoxène. Quelques unes des plages sont transformées en chlorite.

La teneur en quartz varie dans les divers échantillons : parfois il est peu représenté, de temps en temps il devient abondant mais presque toujours en cristaux xénomorphes.

Dans une lame on remarque, de part et d'autre d'une grande trainée de biotite, des vermicules de quartz inclus dans les feldspaths où ils donnent naissance à une structure cunéiforme de pegmatite graphique.

Les plagioclases apparaissent en petits cristaux relativement peu abondants. Dans l'une des plaques minces, j'ai pu mesurer le pourcentage d'anorthite qui est de 8 à 12 %, il s'agit donc de plagioclases très acides (albite oligoclase).

Les minéraux accessoires sont : grenats, en cristaux automorphes, parfois assez abondants ; le sphène très rare, se trouve à l'état épitaxial sur les plagioclases ; de petits amas de minéraux opaques très abondants.

Les feldspaths potassiques se dessinent en cristaux grenus ou peociloblastes automorphes à sub-idiomorphes englobant tous les autres cristaux qui peuvent exister dans la roche. L'étude microscopique a révélé la composition suivante : les inclusions de fines baguettes d'apatite sont nombreuses. On note aussi de fines paillettes de micas blancs. La chlorite est due à l'altération de la biotite. Les aiguilles de rutile (sagénite), en inclusion dans la biotite, sont rares. Une grande trainée de sillimanite à structure fibreuse, un peu contournée, de 15 mm s'associe à la biotite. Dans une lame la damouritisation se développe suivant les clivages.

D) DES GNEISS AMYGDALAIRES

1 - Localisation géographique

Cette roche est bien particulière par la forme de ses amygdales, on peut l'observer du Sud du village de THAURIERS, au dessous du hameau Mas Saint-Esprit, dans le lit méridional du Roubreau, au contact de la formation bréchique et conglomératique de la base du Permien; les micaschistes à biotite et chlorite, de couleur vert foncé à vert noir, affleurent sur plusieurs dizaines de mètres dans le lit du ruisseau. Ils passent assez rapidement à un gneiss amygdalaire, affleurant sur une trentaine de mètres environ, en amont du Roubreau, puis, très brutalement, à des gneiss rubannés affleurant sur une centaine de mètres; plus loin les micaschistes affleurent à nouveau ; on y voit quelques petites enclaves de quartzite très dur à grain très fin ; il n'est pas rare de voir des amas de quartz en forme de biseau de quelques centimètres à quelques mètres intercalés et allongés suivant la schistosité des micaschistes.

2 - Description macroscopique des gneiss amygdalaires

Les gneiss amygdalaires sont caractérisés par la présence de cristaux arrondis de quartz et de feldspath, généralement en forme d'ovoides ou d'amandes plus ou moins réguliers et parfois presque sphériques, tantôt très aplatis, tantôt fortement renflés. Tous ont une bordure nette et jamais sinueuse. Leur couleur est généralement blanche, un peu rosée, avec une taille petite et constante ne dépassant pas 2 cm environ.

Presque toujours, l'allongement des amygdales est concordant avec la schistosité des micaschistes voisins. Le fond de la roche englobant ces cristaux arrondis offre un aspect très proche de celui des gneiss rubannés.

Il est proche de l'aspect des micaschistes à biotite et chlorite : teinte généralement vert foncé à vert noir selon l'abondance de la biotite ^{et} son état de fraîcheur, il est parsemé de petits feldspaths rosés très clairs d'un à quelques millimètres.

Il faut mentionner enfin l'existence d'un septa extrêmement allongé, de direction NNE-SSO (discordant avec la schistosité des micaschistes et l'orientation des amygdales) qui se distingue par la grande finesse de son grain et l'absence d'amygdales et de cristaux de feldspaths rosés.

A l'échelle de l'affleurement, les gneiss amygdalaires sont des roches à peine feuilletées rappelant un gneiss oeillé (ou gneiss conglomératique) et se délitant en plaquettes de quelques centimètres.

3 - Etude micrographique

L'étude microscopique, comme l'étude macroscopique, montre que le fond de la roche présente une grande analogie avec celui des micaschistes à biotite et chlorite et des gneiss rubannés contigus. C'est pour cela que je n'insisterai pas sur la description de ce fond. Il faut mentionner simplement que le litage n'est pas net et que les lits micacés ne sont pas parallèles mais sinueux.

Les grains de quartz ont une structure engrénée et une extinction onduleuse ; ils sont souvent rassemblés et comme dans les gneiss rubannés. ils sont abondants.

Zone de transition micaschistes feldspathiques-anatexite

La succession litho-stratigraphique des terrains cristallophylliens se présente de la façon suivante :

Quand on descend dans la série des roches métamorphiques à partir des schistes ou des micaschistes, on a des micaschistes albitiques, puis une zone de gneiss lités, très souvent rubannés, faiblement oeillés vers la base. Ces derniers montrant une zone de passage essentielle entre la zone des micaschistes et celle des anatexites, se présentent sous forme d'une bande épaisse qui varie de plusieurs dizaines de mètres à quelques centaines de mètres. Etant donné que le passage entre les micaschistes albitiques et les gneiss rubannés se produit trop progressivement, j'ai tracé la limite entre les deux formations, sur le terrain, à l'endroit où les gneiss lités et rubannés s'individualisent carrément d'une part, et, d'autre part, au moment où apparaît la couleur gris clair à gris beige clair qui caractérise les gneiss rubannés dans la région.

Ces dernières roches passent assez rapidement à un gneiss à faciès plus ou moins amygdalaire au sommet, à faciès oeillé à la base. Ils s'intercalent sous forme d'une bande de plusieurs dizaines de mètres entre les gneiss oeillés et les anatexites à faciès nébulitique. Cette dernière zone de passage se trouve uniquement dans la région de Vals, commençant au pont de Vals-Labégude et continuant vers le bassin houiller de Prades, comportant çà et là des intercalations d'anatexite, à faciès nébulitique, extrêmement riche en cordièrite. C'est dire que la roche ne présente aucune orientation privilégiée et qu'à l'échelle du terrain on a un faciès de granite isotrope.

Les gneiss oeillés ne passent pas progressivement à l'anatexite : parfois la zone de passage est très rapide, quelquefois la zone de passage^{se} suit sur quelques mètres au cours desquels les yeux quartzo-feldspathiques deviennent de plus en plus petits, puis les lits phylliteux et quartzo-feldspathiques s'amincissent et deviennent discontinus.

Ces derniers aspects se manifestent dans les hameaux suivants : Longe Serre et Montgrand (commune de Labégude).

Au Nord de Saint-Michel-de-Boulogne, à 600 m du hameau Miraville les gneiss oeillés se présentent en une enclave de 300 m de long environ, avec une puissance de quelques mètres, au sein d'anatexites dont la schistosité est en parfaite concordance avec celle des gneiss oeillés ; l'axe de ce septa est formé par des faciès oeillés où le diamètre de chaque oeil peut varier entre 3 et 9 cm environ, les yeux sont orientés suivant la schistosité de la roche qui est Nord 110° Est avec un pendage sensiblement vertical. L'épaisseur où on voit les yeux ne dépasse pas 4 m environ. Sur 25 m environ, le long de l'axe de cette enclave, on voit le passage très progressif et parfois rapide des gneiss oeillés, amygdalaires à l'anatexite à faciès nébulitique, avec augmentation très rapide des grands nodules de cordièrite altérée. La schistosité change sensiblement quand on s'éloigne de l'axe de ce septa où elle peut être N 110° E à 130° Est avec un pendage de 80°. Cette enclave comporte tout près de son axe une petite intercalation de schistes micacés, de couleur brun d'or, extrêmement friable, orienté suivant la schistosité des septa ; il a une puissance de 25 cm, et 70 cm de long. Une lame mince faite dans ce schiste montre que la roche a comme constituant essentiel la biotite. Celle-ci se présente en cristaux lamellaires, souvent xénomorphes, légèrement pléochroïque (ng brun jaune, np brun jaune très clair), parfois elle est partiellement transformée en une chlorite vert pâle peu pléochroïque. Le quartz est assez abondamment représenté, en petites plages engrénés les uns dans les autres.

Des minéraux accessoires sont présents, à savoir : grandes quantités de granules de leucoxène parfois associé avec sphène et rutile ; le zircon apparaît en inclusions dans une plage de quartz et dans quelques cristaux de biotite (dans ce dernier cas il a une auréole fortement pléochroïque). On note aussi des grenats et très peu de minerais opaques (oxydes de fer et limonites).

L'étude micrographique du gneiss oeillé a déjà été esquissée précédemment.

Conclusions

Le passage des micaschistes albitiques aux gneiss rubannés et à l'anatexite peut s'effectuer avec la présence de gneiss oeillés ou sans que ces derniers apparaissent. Dans le cas où les gneiss oeillés s'intercalent entre gneiss rubannés et l'anatexite à faciès nébulitique, le passage entre cette dernière et les gneiss oeillés s'effectue très rapidement, ou assez rapidement sur quelques mètres.

Anatexites (1) à faciès gneissique, granitoïde et bréchoïde

- Etude macroscopique

Ces roches couvrent presque entièrement la partie Nord et Nord Ouest du secteur étudié. Elles sont entaillées assez profondément par les vallées par exemple celles de la Volane et de la Besorgue au Nord, et une partie de celle de l'Ardèche à l'Ouest.

Elles sont caractérisées schématiquement :

- D'une part par les faciès gneissiques, nébulitiques, où l'orientation est souvent suggérée par des lits phylliteux (biotitiques) nuageux plus ou moins à structure mollement onduleuse ou tourbillonnaire, bréchoïde ; où les enclaves interstratifiées, finement rubannées dessinent en essaims ou en trainées au sein de la roche granitisée.
- D'autre part par l'abondance notable des taches de cordièrite altérée et une hétérogénéité remarquable dans l'ensemble de cette formation.

(1) On utilise ici la terminologie de JUNG et ROQUES (1936), dans le sens descriptif, indépendant de toute considération génétique. Ces roches sont portées sur la carte géologique de France au 1/80 000 (feuille de Largentière, 2^e édition 1939) en gneiss anatexite à sillimanite au sommet de la série et gneiss anatexiques à cordièrite à la base de la série, par Longchambon et sur la feuille de Privas (2^e édition, 1960), en granite gneissique par BOULE.

Au nord de Saint-Etienne de Boulogne et de Saint-Michel de Boulogne les faciès gneissiques se présentent assez largement, la roche-trame se trouve ici constituée par des gneiss à lits biotitiques parfois un peu onduleux, épais de 0,3 à 1 cm (parfois 2 centimètres) ; l'épaisseur des lits quartzo-feldspathiques oscille entre 0,5 et 2 centimètres leur épaisseur moyenne étant de un centimètre.

Dans ces formations gneissiques, plus précisément sur la commune de Saint-Etienne-de-Boulogne, dans la région comprise entre les fermes de la Combe, La Lauze et La Conchy, on note de petites enclaves énallogènes (2) de schistes surmicacés, très finement lités dont le diamètre peut être de 40 centimètres, de micaschistes feldspathiques (sous forme d'épibolites) dont le diamètre oscille entre 2 et 10 centimètres. Toutes ces enclaves sont presque fusiformes et orientées suivant la schistosité de la roche, elles ont donc une orientation Nord-Sud.

Tous ces caractères sont également visibles aux environs de Chazeaux, surtout dans le hameau Moulin Des Combes où la schistosité est au point de vue orientation Nord 20° Est avec un pendage de 75°.

Dans la région Lalevade-Labégude, et plus particulièrement entre Vals-les-Bains et Saint-Andéol, les blocs de roche-trame sont noyés dans un ensemble de roches très largement cristallisées montrant un aspect typique de faciès agmatite ou d'une roche bréchoïde (faciès bréchoïde).

Enfin les zones nébulitiques existent, bien étendues, essentiellement dans la région de Vals-les-Bains, au Nord des communes d'Asperjoc et de Saint-Andéol-les-Vals, ainsi qu'aux environs de Chazeaux.

Parfois on trouve des zones granitoïdes de couleurs blanches, rosâtres, à éléments fins où la roche est très pauvre en biotite. Dans ces roches les nodules de cordièrite se développent assez souvent. Elles sont bien représentées dans la vallée de l'Oise au Nord de Saint-Andéol, et au Nord de la vallée de la Volane entre Antraigues et Génestelle.

La cordièrite se présente très abondamment dans tous les faciès cités ci-dessus, elle apparaît sous différents faciès :

(2) Les enclaves énallogènes sont celles qui ont conservé l'aspect des roches encaissantes mais ont été plus ou moins recristallisées (d'après LACROIX, in Raguin 1946).

- a) - En taches allongées ovoïdes, en boules à contours irréguliers dont la taille varie entre 0,5 à 15 centimètres (elle peut même atteindre 20 centimètres). Elle est toujours altérée en chlorite ou séricite. Sur la surface exposée aux intempéries elle est brune, rouille ou d'un vert pâle ; par contre, dans la roche fraîche, elle est bleu-vert comportant souvent des paillettes de biotite ainsi que des trainées d'oxydes de fer.
- b) - Au Nord de Saint-Etienne-de-Boulogne, au lieu dit Mouliarmaud, la cordièrite se présente en filonnets, parfois anastomosés, de trois à cinq centimètres de puissance et d'une longueur de 0,30 à trois mètres de longueur parfois en chapelets dans l'anatexite à faciès franchement gneissique (aspect tourbillonnaire) (voir photo n° 2).
- c) - Dans la même commune, au hameau Taupenas, au bord de la route Saint-Etienne-de-Boulogne à Conchy, l'anatexite comporte plusieurs cristaux de cordièrite (bleu vert) sous forme de prismes allongés ou rectangulaires dont le diamètre oscille entre 0,5 et 2,5 cm.

Les amas, les filonnets ou les cristaux de cordièrite sont toujours discordants par rapport à la schistosité de la roche.

Les grenats visibles à l'œil nu sont assez rares, mais présents en deux endroits : l'un dans les ruisseaux au-dessus du Roc de Gourdon au lieu dit le Bois de Gourdon, l'autre au Nord de Saint-Michel-de-Boulogne dans le lit du ruisseau le Rantial. Les cristaux sont rose vif, petits, automorphes et de diamètre compris entre 0,5 et 2 mm, parfois arrondis.

L'hétérogénéité se marque dans les anatexites par la présence d'enclaves énallogènes interstratifiées constituées de micaschistes finement lités (artérites) et rubannées (lépibolite, embréchite) dont le diamètre évolue de quelques centimètres à plusieurs mètres ; on peut avoir des gneiss oeillés, ces derniers se trouvant au sein de cette anatexite avec un passage à contacts très progressifs. On y observe aussi des filons : lamprophyres, granites pegmatitiques et petits amas de granulites et granites à petits porphyroblastes d'où rayonnent des filonnets de microgranulites.

Le long du bord du massif de granite à petits porphyroblastes, sur une bande de 20 à 50 m. vers l'extérieur, on note une importante dispersion de porphyroblastes (feldspaths potassiques) de grande taille cette dernière ayant une moyenne située entre 3 et 4 cm. (exceptionnellement, j'ai pu mesurer quelques cristaux de 11 cm) :

Ces cristaux sont de temps en temps moulés par des lamelles de biotite. Dans les roches où l'altération est avancée, ces cristaux se détachent facilement.

Ces porphyroblastes montrent quelques caractères remarquables :

- 1) - Ils montrent la schistosité de la roche, en effet avec les enclaves ils sont orientés suivant la schistosité, surtout dans la région comprise entre La Combe, La Lauze et La Conchy (commune de Saint-Etienne-de-Boulogne) où ils sont orientés Nord-Sud.
- 2) - Ils sont un excellent repère de terrain, pour trouver les granites à petits porphyroblastes (la présence de tels cristaux sur le terrain m'a conduit à découvrir plusieurs amas et filons de ce granite).
- 3) - Ils ne sont qu'une manifestation supplémentaire de l'hétérogénéité de cette roche. Ces cristaux sont très abondants dans les communes de Saint-Etienne-de-Boulogne surtout dans la région comprise entre Taupenas, Conchy, Montades et les Mollières ainsi qu'au Nord de Saint-Michel-de-Boulogne, Asperjoc (particulièrement aux environs du Pont Neuf) où la taille des cristaux varie également entre 2 et 11 cm.

Il faut mentionner qu'on peut en trouver rarement ailleurs.

Minéralogiquement ces anatexites sont largement cristallines, leurs textures sont variées et peuvent se succéder localement de façons quelconques.

Il ne semble donc pas possible d'établir une succession de faciès (descriptive ou même génétique) de manière à pouvoir les cartographier valablement.

- Etude micrographique

Une trentaine de plaques minces effectuées dans ces roches viennent appuyer tous les caractères macroscopiques que je viens de décrire.

Dans toutes ces lames minces les caractères pétrographiques, minéralogiques des minéraux, leurs dispositions et dimensions relatives, leurs relations réciproques, mises à part quelques petites nuances de détail, sont parfaitement identiques.

La structure dominante est grenue (1), parfois on trouve des structures lépidoblastique (2), granoblastique (3).

Le quartz est relativement abondant, représenté en grains nets d'apparence xénomorphe, à contours irréguliers plus ou moins dentelés, grenu, isogranulaire, de répartition homogène sporadique, quelquefois à structure engrenée. De temps en temps les cristaux ont tendance à se grouper en englobant d'autres minéraux (micas, plagioclases), ou ils se présentent en lits parallèles séparés par les éléments phylliteux ; ils ont parfois l'extinction roulante. ^{Quelques} ~~Quelques~~ plages de quartz présentent des golfes et dentelures ; celles-ci dues au remplacement des feldspaths. On observe de nombreux grains de quartz souvent à angles arrondis, anguleux, vermiculaires, presque ovoïdes ou lenticulaires, en inclusions dans les autres cristaux, notamment dans les plages de feldspaths perthitiques dans lesquels ils sont très rarement automorphes. Quand ils sont inclus dans les lamelles de biotite, leur grand axe est parallèle aux clivages de celle-ci.

Les plagioclases, contenant un pourcentage de 0 à 18 % d'anorthite, sont des albites-oligoclases. Il s'agit donc d'une roche calco-alcaline très acide. Ces plagioclases apparaissent sporadiquement, assez souvent en cristaux sub-automorphes ou xénomorphes à contours irréguliers, très souvent maclés polysynthétiquement, rarement intacts, souvent séricitisés. Leur taille est moyenne et nettement inférieure à celle des plages de quartz, mais supérieure à celle de la biotite. Ils contiennent quelquefois en inclusions des paillettes de micas, des cristaux automorphes ou xénomorphes de sphène et des grains de quartz. Les faciès myrmékites sont rares ; par contre l'albite perthitique est assez fréquente. Assez rarement ils sont moulés par les petites plages de quartz. Les macles albite-péricline se présentent rarement.

Les feldspaths potassiques sont assez peu représentés, en cristaux souvent perthitiques de taille nettement supérieure à celle du quartz, d'apparence xénomorphe ; dans ce cas parfois entourés par les autres minéraux, ou automorphes avec une taille variant entre 2 et 11 cm.

(1) La structure grenue s'applique aux roches dans lesquelles les individus s'individualisent en cristaux nets, granulaires arrondis.

(2) Dans la structure lépidoblastique les phyllites très abondants sont rassemblés en lits plus ou moins épais et parallèles, séparant les autres cristaux grenus de la roche.

(3) Dans la structure granoblastique, les micas existent, en lits plus ou moins parallèles avec les autres cristaux ayant une taille constante et grenue.

Leur extinction est nette. Le faciès myrmeckite s'y présente rarement. Parfois les fins grains de quartz inclus dans une de ces plages, s'éteignent simultanément montrant l'aspect caractéristique des figures d'intercroissance. Très souvent les plages poecilites et perthitiques englobent des cristaux de mica blanc et de biotite ou des grains de quartz, des plagioclases albite parfois idiomorphes. Assez souvent ils sont altérés, mais restent plus frais que les plagioclases.

La biotite apparaît assez différemment dans les divers échantillons : parfois en beaux cristaux abondants, lamellaires, allongés, concentrés en lits parallèles, ou contournés, donnant à la roche un aspect gneissique dans lequel se manifeste une structure lépidoblastique ou grenoblastique. Ou bien les cristaux de micas noirs sont représentés en lamelles sporadiques ou agrégats lamellaires, sans aucune direction privilégiée. La biotite a une apparence : xénomorphe, sub-idiomorphe en forme hexagonale (section basale 001) à pléochroïsme presque nul. Sa section perpendiculaire au clivage (face 010 est largement pléochroïque (ng brun foncé ou brun foncé rouge, np brun très clair un peu rougeâtre). Le plus souvent la biotite est transformée en proportion variable, en une chlorite de pléochroïsme ng vert plus ou moins foncé, np vert très clair. Parfois le produit de la transformation polarise dans les teintes bleu violacé (bleu Berlin) et on peut alors penser qu'il s'agit de pennine.

Deux arguments sont en faveur d'une origine secondaire de ces chlorites :

- a) - D'une part certaines paillettes de biotite sont partiellement chloritisées.
- b) - D'autre part on trouve toujours en inclusion dans la chlorite des trainées d'oxydes de fer, brun rouge ou opaques.

Assez souvent les lamelles de biotite sont chargées de zircons en petits grains arrondis ou parfois en cristaux assez importants, de fins cristaux prismatiques allongés d'apatite dont le grand axe est parallèle aux clivages de la biotite ; de très fines aiguilles de rutil (sagénite) ; enfin de leucoxène et sphène (parfois on a une association sphène leucoxène).

Les micas blancs apparaissent en lamelles ou en paillettes. La muscovite peut aussi apparaître en agrégats représentant peut-être d'anciens cristaux de cordièrite pseudomorphosée.

Un certain nombre de minéraux accessoires accompagnent ces minéraux principaux. Parmi les plus courants se trouve la cordièrite qui est presque toujours altérée en pinité ; exceptionnellement, petits cristaux isolés de sphène, rutile, apatite (en cristaux prismatiques, allongés ou en sections hexagonales, ils sont parfois inclus dans les quartz et les feldspaths) et zircon. Ces deux derniers minéraux peuvent être en cristaux plus ou moins importants, parfois inclus dans les feldspaths. Sillimanite parfois associée avec la biotite en trainées fibreuses, parfois isolée en faisceaux et buissons de fibres.

Enfin signalons les cristaux xénomorphes ou automorphes de grenats, parfois assez abondants ; de temps en temps ils renferment des granules de quartz. La séricitisation et la damouritisation provenant de l'altération des feldspaths sont assez fréquentes. La calcite secondaire est exceptionnelle. Traces d'oxydes de fer et minerais opaques.

Une lame mince faite dans un grès quartzitique enclavé dans l'anatexite, entre les fermes du Devès et Mas de Majeau, au-dessous du village de Saint-Michel-de-Boulogne (commune de Saint-Andéol-les-Vals. (l'enclave ayant 0,50 m de puissance et quelques mètres de longueur), montre en lame mince une structure détritique avec la composition suivante : quartz, opale, feldspath, biotite, mica blanc, chlorite, apatite, carbonates. Dans le même endroit (rive droite de la Boulogne) une autre lame mince faite dans une enclave de schiste presque intact montre la composition suivante : grains de quartz clastiques très abondants, ils sont souvent engrenés les uns dans les autres, parfois ils se sont rassemblés pour former des plages plus importantes ; les masses de quartz engrenés sont cimentés et entourés par de très petits grains de quartz qui, eux-mêmes, sont recristallisés ; de plus on y trouve quelques baguettes de biotite, très peu de muscovite, chlorite et de feldspaths. Traces d'oxydes de fer. La roche est un schiste à structure détritique passant à un grès fin et même à un grès quartzite.

Le granite d'anatexie porphyroïde

1 - Localisation et caractère

Il est la prolongation de celui porté sur la carte de Largentière, au Nord-Ouest. Il dessine une mince bande de direction OSO-ENE qui passe au Sud d'Entraigues et qui rejoint un massif plus important qui s'étend vers le Nord-Est depuis la commune de Gourdon jusqu'au col de la Fayolle (C. SANITAS 1957).

Il est souvent caractérisé par un aspect tourbillonnaire et est presque toujours porphyroïde. De plus on note sa grande hétérogénéité due à une répartition très inégale des matériaux et à la présence d'innombrables nids ou filonnets aplitiques ainsi que de nombreuses enclaves. Les plis synmigmatitiques n'y sont pas rares. Son passage à l'anatexite est extrêmement flou.

2 - Etude microscopique

L'étude détaillée à l'échelle mégalo- et microscopique montre que cette bande est plus ou moins discontinue. Son passage à l'anatexite, déjà décrit, est extrêmement flou ; les enclaves analogues sont abondamment représentées : ovoïdes, fusiformes, ou fragmentaires. Leur taille varie de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres, orientés dans tous les sens. Parfois ces enclaves sont micaschisteuses, schisteuses très peu feldspathiques, finement litées très riches en biotite ; elles peuvent être horizontales, disposées suivant la schistosité et s'étendent alors sur plusieurs mètres.

Ce phénomène est fréquent le long de la petite route entre l'Auriol et la Géneste (commune de Gourdon). Je n'ai jamais vu, ainsi que le signale C. Sanitas (1957), d'enclaves homéogènes (1) dans cette formation, les recurrences d'aspects tourbillonnaires, les plissements irréguliers et disharmoniques (plissements synmigmatiques (2)) caractéristiques des phénomènes d'anatexie sont relativement bien représentés. Les cassures en toutes directions sont nombreuses. La roche est grenue ; les éléments constitutifs ont une taille moyenne, et se répartissent ainsi : nombreux grains de quartz feldspaths : ils se présentent sous deux formes :

- a) Grains à contours irréguliers, de un à deux mm. Mais pouvant atteindre quatre ou cinq mm , teinte blanche ou rose, (Kaolin) ; les feldspaths de ce type sont les plus nombreux.
- b) Feldspath potassique en phénocristaux automorphes ou sub-automorphes de formes trapues, rectangulaires, parfois très allongés avec une répartition irrégulière. Leur taille oscille entre un et six centimètres et demi.

Dans un cas exceptionnel, j'ai remarqué, sur une surface de l'ordre du mètre carré, à 600 m au Nord du quartier Vernas, que les cristaux montraient une orientation 140° Est, sans que les causes de cette orientation apparaissent aisément ; cependant en règle générale l'orientation des phéno-cristaux est absolument quelconque. Les porphyroblastes renferment souvent des paillettes de mica noir. Bien que la répartition et la taille de ces cristaux soient inégales, j'ai remarqué cependant qu'elles diminuent sensiblement de l'Aureol à la Géneste.

La biotite est extrêmement abondante, souvent en proportions variables ; c'est pourquoi, par place, la roche est noire ; elle est localement orientée. Leurs tailles sont variables. Dans la partie où la roche comporte des phéno-cristaux, elle apparaît en grandes lamelles dont la taille varie entre 3 et 5 mm , mais s'il n'y a pas de porphyroblastes leur taille ne dépasse jamais 2 mm au maximum.

(1) - D'après la définition les enclaves homéogènes sont celles qui ne proviennent pas directement des roches encaissantes, mais représentent de petites masses de granit différencié n'ayant pas la même composition que le granite ambiant (Raguin 1946).

(2) - Cette terminologie est introduite par M. Roques 1941.

Les nodules de cordièrite sont assez abondants, dans la roche fraîche ; ils sont vert bleuté, mais en surface ils s'altèrent en séricite (pinite) ou en chlorite de teinte verte, souvent accompagnée par une teinte rouille.

3) - Etude microscopique

A l'échelle de la lame mince la structure est grenue, parfois grossière ; dans quelques échantillons la structure granoblastique est très nette. Le quartz est assez peu représenté ; de forme irrégulière, xénomorphe, sporadique, ayant une taille plus ou moins inférieure à celle des feldspaths.

Les plagioclases sont de l'albite-oligoclase (8 à 12 % d'An) ; ils sont assez fréquents, très altérés et séricités. Les macles polysynthétiques sont assez rares ; les cristaux sont en majorité xénomorphes. Parfois ils ont tendance à être automorphes. Ils comportent de temps en temps des bourgeons de myrméckite.

Les feldspaths potassiques sont bien représentés, en cristaux xénomorphes, sub-automorphes et automorphes ; dans ce dernier cas ils ont une taille comprise entre 1 et 6,5 cm . Ils sont rarement altérés ; les macles de Carlsbad sont fréquentes. Ils sont aussi, pour une grande part, perthitiques. Les cristaux à structure poeciloblastique sont abondants, comportant les minéraux suivants : quartz, parfois automorphes ; biotites et plagioclases.

La biotite est abondante, en cristaux xénomorphes, sub-automorphes et idiomorphes ; les cristaux frais sont doués d'un pléochroïsme intense, (ng brun très foncé rougeâtre, np brun clair rougeâtre) la section basale (001) apparaît souvent avec un pléochroïsme presque nul. Quelques cristaux sont partiellement ou totalement transformés en chlorite à pléochroïsme faible (ng vert clair, np vert pâle) ; parfois elle polarise ^{en} dans les teintes bleu Berlin, on peut alors penser qu'il s'agit d'une altération chlorite. De temps en temps le mica noir est deferrifié et transformé en muscovite en laissant des traînées d'oxydes de fer au bord des paillettes de cette dernière.

La cordièrite est très altérée en une séricite (pinite) ou en chlorite (gigantolite).

Les minéraux accessoires accompagnant ces minéraux principaux sont les zircons, en cristaux automorphes ou en grains arrondis ou allongés, sporadiques ou inclus dans les lamelles de biotite, ou encore dans les feldspaths. L'apatite apparaît en assez nombreux cristaux, automorphes, sub-automorphes, ou xénomorphes, inclus dans les lamelles de mica noir. Leucoxène, sphène et quelques cristaux automorphes de grenat existent dans quelques lames minces.

Il faut mentionner, au-dessous du village du Vieil-Ucel, dans le lit de l'Ardèche, la présence d'un tout petit massif qui, bien qu'ayant sur le terrain l'aspect du granite porphyroïde d'anatexie, est différent ainsi que va le montrer l'étude microscopique. Les relations de ce massif avec les micaschistes feldspathiques affleurant plus au Nord ne peuvent être mises facilement en évidence à cause de la couverture quaternaire ; à l'Est et à l'Ouest, ainsi qu'au Sud, il s'ennoie rapidement sous les formations du Trias inférieur, ce qui empêche d'examiner d'autres relations éventuelles.

Microscopiquement il montre un faciès pétrographique très différent de celui du granite d'anatexie porphyroïde. La structure est parfois granoblastique ; le quartz se présente en grains de petite taille avec une légère extinction onduleuse, structure engrenée ; parfois entourés par d'autres cristaux (biotite et rarement plagioclases), les cristaux engrenés de quartz moulent parfois les grandes plages de feldspath. Leur répartition est homogène dans la roche. Les plages de quartz renferment des cristaux de biotite et de feldspath.

Le plagioclase est de l'andésine (33-40% An) qui se présente en cristaux de taille moyenne un peu différente, xénomorphe, relativement abondants. Les macles polysynthétiques ont une légère tendance à la zonation.

Conclusions sur la formation des migmatites

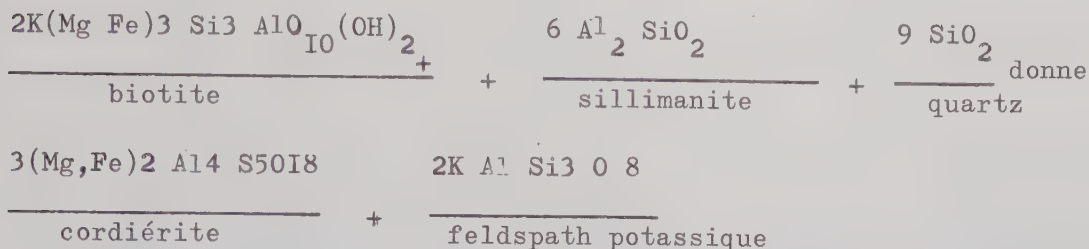
Avant de conclure sur cette zone de migmatite, je vais expliquer tout d'abord les raisons qui m'ont fait attribuer le nom de granite d'anatexie porphyroïde à cette roche.

Les diverses études effectuées sur le terrain, ainsi que celles conduites sur les lames minces révèlent que la roche en question à l'aspect et la composition d'un granite normal.

Les phénomènes physico-chimiques ont favorisé l'individualisation de phénocristaux de feldspath potassique de tailles différentes parsemés irrégulièrement dans la roche grenue. C'est pour cela que j'ai appelé le granite d'anatexie porphyroïde.

La zone de passage entre les migmatites oeillées (gneiss rubannés et gneiss oeillé) et l'anatexie présente un équilibre minéralogique imparfait, ce qui permet d'expliquer les hétérogénéités à toutes échelles caractérisant cette roche ayant un équilibre souvent incomplet mais plus évolué par rapport à celui de la série sus-jacente.

De nouveaux minéraux dus à la destruction des édifices cristallins préexistants se constituent, par exemple :



Cette équation montre que la silice libre (quartz) entre dans l'édifice des nouveaux minéraux ; une confirmation de ce fait peut-être recherchée dans la diminution du quartz, que j'ai mise en évidence dans le granite d'anatexie porphyroïde et par l'augmentation importante des feldspaths potassiques dans cette même formation (voir études micrographiques, décrites plus haut).

Occurrence de la cordiérite dans la zone des migmatites

Dans la région Lalevade-Labègude (Ardèche-) on peut observer la cordiérite dans toute une série de roches métamorphiques allant depuis les micaschistes jusqu'aux gneiss.

Q.A. PALM (1957) a décrit ce minéral dans des micaschistes feldspathiques situés au Nord du Rocher, à l'Ouest de la région étudiée ici.

Ces roches métamorphiques appartiennent à un domaine où il existe d'importantes mobilisations aboutissant à une migmatisation et à une granitisation anatectique.

La cordiérite se présente sous trois formes dont l'origine est indépendante l'une de l'autre, mais les facteurs provoquant leur apparition sont les mêmes.

- (1 - En forme de nodules ou amas allongés, plus ou moins arrondis, dont le grand diamètre peut être de 15 cm, exceptionnellement 20 cm. Ceux-ci sont souvent associés avec des grains de quartz et des lamelles de biotite.

Ces nodules ou amas de cordiérite sont assez peu représentés dans les micaschistes feldspathiques et les gneiss rubanné, mais abondants par contre dans les gneiss ocellés et plus particulièrement dans les anatexites et le granite d'anatexie porphyroïde.

Dans les micaschistes albitiques et les gneiss, on voit nettement, à l'échelle de l'échantillon, des amas allongés de cordiérite dont le grand axe est perpendiculaire à la foliation de la roche. Dans la masse de la cordiérite, l'orientation des paillettes de biotite est visible en bordure de l'amas, la cordiérite remplace les éléments quartz-feldspathiques ainsi qu'une petite partie des lits phyllitoux. L'aspect de gneiss ou de micaschiste feldspathique est parfaitement conservé, de sorte que les lits phylliteux (généralement constitués, de lamelles de biotite) et les lits quartz-feldspathiques (dont l'épaisseur peut être égale à 1 cm, comportant des cristaux de grenats almandins de couleur rouge vif) se présentent comme dans un micaschiste feldspathique banal, mais sont fortement remplacés par la cordiérite. (voir photo n° 1 et figure n° 2).

Ceci prouve que la cordiérite est apparue :

- tardivement dans la roche dans laquelle elle se présente.
- par le remplacement issu d'importantes mobilisations.
- dans un domaine de pression et température beaucoup plus basse que le point de fusion des éléments constitutifs d'une part, et, d'autre part, que la température et la pression appartiennent à la catézone de la zonéographie de JUNG et ROQUES (1936-1952), GRUBENMANN et NIGGLI (1924 in H.G. TERMIER).

- (2 - La cordiérite en cristaux automorphes : elle apparaît dans les anatexites, particulièrement dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne (ferme Taupenas) et la région de la Bégude (ferme Bateaux). Les cristaux se présentent en sections rectangulaires ou en prismes allongés à section pseudo hexagonale, de teinte verte bleuté ou bleu foncé. Ces cristaux, dont le diamètre varie entre quelques mm et plus de 25 mm ne montrent aucune relation avec les amas noduleux qui sont beaucoup plus grands, très altérés et de couleur verdâtre. Je n'ai jamais vu un nodule de cordiérite en voie de transformation en cristaux automorphes ou réciproquement.

Ces derniers sont très probablement plus tardifs que les nodules de cordiérite car ils semblent ne se trouver que dans les anatexites; d'ailleurs la roche dans laquelle ils se présentent a un faciès granitoïde où les paillettes de micas sont moins nombreuses que dans les roches voisines ne comportant pas ces cristaux.

- (3) - La cordiérîte en filonnets anastomosés : elle se trouve au lieu dit Mouliarmaud (Saint-Etienne-de-Boulogne). Cette nouvelle forme vient en faveur de ma théorie sur le fait que la cordiérîte dans la région étudiée ne doit pas être considérée comme un minéral caractéristique de la catazone, mais comme un repère thermodynamique. Ceci est fondé sur la présentation de filonnets pouvant avoir de 0,5 m de long et 3 à 5 cm de large qui sont parfois entrecroisés ou anastomosés (photo n° 2) et indiscutablement formés après les deux autres faciès de cordiérîte cités ci-dessus ; car la cordiérîte a pris place dans les cassures préexistantes apparues après la formation de la roche.

Si la cordiérîte, ainsi que le disent différents auteurs, se forme à haute température au cours de l'individualisation de la roche, on voit mal pourquoi elle se présente ici en filonnets : il faut donc admettre que la cordiérîte est constituée ici postérieurement à la formation de la roche encaissante, c'est-à-dire les anatexites.

Si la cordiérîte se forme à température élevée (catazone) pourquoi les roches encaissantes ne présentent-elles pas un faciès montrant des modifications intenses dues à cette haute température ?

Par conséquent, la cordiérîte s'est formée ici à basse température.

En résumé, la cordiérîte est apparue soit au cours de la granitisation sous forme de nodules (dans les micaschistes feldspathiques, les gneiss rubannés et oeillés) soit en fin de granitisation (sous forme de nodules, de cristaux automorphes et filonnets).

* *

*

CHAPITRE III

LES GRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS ET LEURS FILONS

Conformément à la terminologie de E. Raguin (1946) les granits en massifs circonscrits désignent les massifs granitiques dont les bords sont bien délimités.

Comme je l'ai déjà indiqué au cours de mon exposé, deux massifs granitiques existent dans le socle cristallin de la région étudiée, ceux sont : les massifs de Saint-Andéol-Largentièrre et du col de l'Escrinet-Aizac.

Géographiquement ils ont une importance presque égale ; géologiquement ils paraissent avoir eu des processus d'évolution comparables. Ce sont ces deux massifs que je me propose maintenant de décrire et étudier du point de vue de leur morphologie et de leur genèse.

I) - LE GRANITE PORPHYROÏDE DE SAINT-ANDEOL-LARGENTIÈRE

A - Granite proprement dit

1 - Généralité, situation géographique

Ce granite se présente en massif allongé, s'élargissant dans sa partie Nord, à l'Est de Vals-les-Bains et à l'Ouest de Saint-du-Serre, pour continuer en s'amincissant vers le Sud. A l'Est et au Sud, il disparaît souvent sous la couverture triasique, ce qui le fait ainsi apparaître sous forme de fenêtre à la faveur d'une recoupe des séries sédimentaires soit par les vallées, Oise et Boulogne. soit par un jeu de faille par exemple la faille dite faille d'Ucel-Mercuer.

Ce massif affleure suivant un axe NNE-SSO. Très probablement le massif de granite porphyroïde de l'Argentièrre forme sa continuation car ce dernier affleure dans la prolongation du grand axe du massif Vals-Saint-Andéol.

Ce granite est remarquable tant par sa position qui offre un contraste frappant et une nette démarcation avec la roche cristallophylienne dans laquelle il se trouve, que par sa texture et sa structure.

Dans la partie Nord, il est haché par un réseau de failles parallèles ayant une direction N 80° E qui sont cicatrisées par des filons discontinus de quartz.

2) - Etude pétrographique macroscopique et descriptive

- a) - Ce granite porphyroïde semble montrer une grande constance dans sa structure et sa composition, tant à l'échelle macroscopique qu'à celle des examens en lames minces. Le massif de Largentièrre est associé avec des amas dioritiques suggérant, lors de la mise en place du granite acide, une contamination par des roches basiques déjà plus ou moins individualisées. Ce granite n'a pas été cartographié par Monsieur Boule pour l'édition 1906 de la feuille de Privas. La roche a une structure largement grenue ; quartz et feldspaths sont représentés ainsi que la muscovite, plus rare ; abondance de biotite. La roche est leucocrate, gris clair, parfois rose, surtout dans le lit de la Boulogne. Notons le nombre et la taille des porphyroblastes constitués de feldspaths potassiques : automorphes, sub-automorphes, de formes rarement trapues et presque carrés, ou losangiques plus souvent allongés rectangulaires, leur taille est couramment comprise entre 3 et 5 cm, la longueur des plus grands que j'ai pu mesurer approchait les 8 cm. Ces phénocristaux sont orientés, la direction étant Nord 35° Est ; souvent maclés Garlsbad. On observe d'autre part :
- b) - Par endroit, et en abondance, des flammes et nids de barytine blanche, surtout vers la ferme Orey (commune de Mercuer) ou, parfois, il semble que la barytine s'est mise en place dans les cassures (souvent 50 cm de longueur avec une puissance de 10 à 15 cm).
- c) - Enclaves de micaschistes, nombreuses, dont la schistosité est presque toujours parallèle à l'orientation des phénocristaux ; ce phénomène est bien visible au Nord de Saint-Julien-du-Serre, au bord de la route D.218 : les enclaves de micaschistes sont plus abondantes dans la partie Nord du massif, leur diamètre varie de quelques centimètres à une quinzaine de mètres et parfois vingt mètres. La moyenne du diamètre restant toutefois aux environs de trois à quatre mètres, les enclaves ayant ces dimensions sont très abondantes. Dans les affleurements apparaissant plus au Sud le nombre et la puissance de ces septas diminuent sensiblement, de sorte que dans la région de Mercuer et celle de Largentièrre les enclaves sont assez rarement représentées et leur diamètre ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres.

d) - Filons de pegmatites et aplites

J'ai trouvé ces dernières seulement au Nord Est du granite, apparaissant au bord de la route D.218, au Nord du village de Saint-Julien-du-Serre, où ce massif disparaît sous le Trias.

Les filons d'aprites ont dix à quelques dizaines de décimètres de puissance, et plusieurs mètres de long. Leur direction est discordante avec celle des porphyroblastes ; ces filons peuvent exister entre le granite porphyroïde et les septas micaschisteux.

Les filonnets de pegmatite, comportant des cristaux de feldspaths roses et blancs, avec, parfois, abondance de cristaux allongés de tourmaline noire et des lamelles de muscovite. Ces filonnets, qui n'ont pas plus de 10 cms sur 0,5 à 1 m de puissance, se trouvent fréquemment, dans les lits de la Boulogne et du Sandron. Dans le premier cas ils s'entrecroisent et s'anastomosent. Quelques-uns de ces filons sont concordants avec la direction des phénocristaux.

e) - Enclaves dioritiques. Il existe des roches de nature dioritique enclavées dans le granite porphyroïde de Largentière.

Ces roches dioritiques se présentent en amas importants à contours souvent capricieux. La roche a un grain fin, de couleur noire sur cassure, légèrement brunâtre à l'affleurement.

Le contact paraît toujours net avec le granite, même à l'échelle des petites enclaves dont le diamètre peut être de quelques centimètres, qui sont d'ailleurs abondantes. Parfois associées avec le granite, elles donnent une roche de composition intermédiaire. Les contacts avec le granite sont flous et relativement graduels. Les cristaux de feldspath potassique sont plus ou moins arrondis.

En lame mince la roche dioritique montre une structure grenue. Le quartz, apparaît très peu xénomorphe. Les plagioclases sont maclés polysynthétiquement en cristaux sub-automorphes, leur composition est basique (le pourcentage d'anorthite est de 30 à 40%, il s'agit donc d'andésine). Mais la basicité diminue dans la roche intermédiaire où des phénocristaux de feldspath potassique existent ; le pourcentage est alors de 11 à 25% An (Albite-oligoclase). Notons que les feldspaths potassiques manquent totalement dans les enclaves dioritiques très basiques. Biotite en belles lamelles brunes à fort pléochroïsme (ng brun foncé vif, np brun clair orangeâtre) ; rarement altérée en une chlorite (peut être pennine) ; actinote à structure écaillée, ou trémolite formant la série trémolite-actinote.

Les minéraux accessoires sont : traces de calcite, sphène en cristaux xénomorphes fréquents, apatite en fines baguettes souvent peu allongées, zircon en petits grains inclus dans la biotite.

La couche superficielle du massif granitique est très altérée et se transforme parfois en arène.

A part de grandes failles transversales recoupant la masse de l'affleurement il y a de nombreuses cassures dont la direction prédominante est N 130° E avec un pendage de 50° dans la vallée du Sendron ; et N 90° E avec un pendage de 24° dans la région de Mercuer. Ces dernières directions concordent bien avec la règle de répartition des cassures au bord des grandes failles : la grande faille Ucel-Mercuer, trait structural important à en effet une direction NNE-SSO.

3 - Etude pétrographique en lames minces

A l'échelle de la lame mince, la structure est grenue, porphyroïde. Le quartz apparaît relativement abondant, à extinction onduleuse, sous forme de grains xénomorphes parfois rassemblés pour former une plage plus importante. Dentelés et engrénés les uns dans les autres ils ont tendance à être orientés ; ces cristaux entourent les autres minéraux. Quelques petits grains de quartz arrondis sont inclus dans les grandes plages de feldspath ou parfois se montrent en cristaux allongés inclus dans la biotite (dont le clivage est alors parallèle au grand axe du quartz).

Les plagioclases, en cristaux xénomorphes, sub-automorphes, parfois maclés polysynthétiquement ou maclés albite-péricline, assez souvent séricitisés sont difficiles à déterminer rigoureusement au microscope polarisant. De temps en temps ces cristaux forment des îlots cernés par tous les autres minéraux. Ils semble que la biotite s'est constituée postérieurement aux plagioclases qu'elle entoure le plus souvent. Les cristaux frais de ces plagioclases montrent une composition d'oligoclase (25 à 31% d'An).

Les feldspaths potassiques apparaissent très souvent en plage à structure poecilitique, xénomorphes ou automorphes ; généralement maclés selon la macle de Garlsbad, ils possèdent une bonne extinction. Assez souvent la trace du plan d'accolement de deux individus de macle est très irrégulière et parfois indentée. Ces cristaux de feldspath potassique sont souvent chargés de trainées d'un plagioclase très alcalin, sans doute de l'albite qui forme avec ces derniers un vaste système microperthitique. Normalement ils sont beaucoup plus frais que les plagioclases et renferment en inclusions, comme les plagioclases, presque tous les autres minéraux :

- a) - de nombreux petits cristaux automorphes de plagioclase maclés polysynthétiquement, irrégulièrement orientés.
- b) - Quelques rares cristaux de plagioclases de taille notable, à structure poecilitique et parfois perthitique, xénomorphes à contours irréguliers, comportant quelques petites plages de calcite (très probablement d'origine secondaire) ; rares cristaux prismatiques et allongés d'apatite et quelques très rares cristaux xénomorphes d'épidote.
- c) - De nombreuses lamelles de biotite, parfois plus ou moins transformées en une chlorite polarisant fréquemment dans des teintes violacées.
- d) - Des grains de quartz sous forme de goutellettes, donnant parfois naissance à des structures micropegmatitiques ou myrmékitiques.

La structure, très poecilitique, suggère un développement tardif des phénocristaux.

La biotite, selon les échantillons, est assez rare ou, au contraire, abondante. Se présente en lamelles xénomorphes brunes, déchiquetées, isolées, rarement tordues ; très rarement en lits et trainées irrégulières. Elle est pléochroïque (ng brun foncé rougeâtre, np brun rouge clair). Quelques-uns de ces cristaux sont bourrés de grains arrondis de zircons. Elle est parfois totalement ou partiellement altérée en une chlorite qui présente un léger pléochroïsme, (ng vert relativement clair, np vert très clair légèrement brunâtre).

La muscovite est rare ; elle dérive quelquefois de la défermentation des micas noirs ; elle peut être totalement absente dans certains échantillons. Les minéraux accessoires sont : un peu d'apatite en cristaux importants, allongés, sub-automorphes ou automorphes, de section hexagonale. Elle peut renfermer de fins grains arrondis de zircon. Les aiguilles fines de rutile (sagénite) inclus dans les lamelles de biotite sont assez rares.

Le leucoxène, parfois entouré par le sphène, ou associé avec la biotite, est fréquent ; l'épidote est très rare.

C. SANITAS (1957) et (C. SANITAS et LAPADU-HARGUES (1958) donnent des analyses chimiques (Y. CHALEIL et C. SANITAS analystes, Clermont) d'un échantillon (N° 130) de granite porphyroïde recueilli à 3 Km au Sud de Saint-Andéol-les-Vals.

Paramètres Américains :

$P = 1 (11) ; Q = 4 ;$

$r(1)2 ; s = 3$

Paramètre de Nighli :

Si 268
Al 45
Fm 24
c 4,5
Alc 26,5
k 0,57
lg 0,43

Analyse chimique complète (analyste Y. CHALEIL-Clermont)

SiO ₂	63,00	:	K ₂ O	5,60
		:		
Al ₂ O ₃	17,90	:	TiO ₂	0,60
		:		
Fe ₂ O ₃	1,55	:	P ₂ O ₅	n.d
		:		
FeO	2,55	:	MnO	0,05
		:		
MgO	1,70	:	H ₂ O ⁺	2,40
		:		
CaO	0,95	:	H ₂ O ⁻	0,30
		:		
Na ₂ O	2,70	:		
		:	total :	99,25
		:		

Conclusion sur le granite

- 1) - Ce granite à une composition qui est celle d'un granite calco-alcalin à tendance alcaline.
- 2) - Remarquons que le granite et ses diverses enclaves (enclaves micaschisteuses ainsi que les phénocristaux) présentent une nette orientation suivant la schistosité des micaschistes encaissants.

Cette orientation est la conséquence d'actions thermo-dynamiques et de pressions (internes au granite) dans une phase mi-fluide (mobilisation ayant entraîné une certaine fluidalité avant l'achèvement de la cristallisation du granite) (E. Raguin 1946).

3) - Dans toutes les lames minces effectuées aux différents endroits de ce massif depuis le premier affleurement au Nord (limites septentrionales au Sud de Saint-Andéol) et la limite méridionale (derniers affleurements situés au Nord de la ville de Largentière, dans la vallée de la Ligne), les plages de quartz s'éteignent très souvent de façon irrégulière, montrant une structure onduleuse issue de changements dans l'orientation de l'axe optique ; ces variations étant dues à l'écrasement. Ce dernier, dit protoclaste, est non seulement dû à la déformation de la roche pendant la consolidation, mais est antérieur à son achèvement. Les autres cristaux sont indemnes d'écrasements, mais on voit, de place en place, des cristaux de biotite tordus, des feldspaths à extinction irrégulière, résultant de la modification de l'ellipsoïde des indices. L'ensemble de ces faits traduit une zone de cisaillement ou de friction dans les cristaux ou entre ceux-ci. Ou les grains de quartz présentent un réseau entourant les autres minéraux ou au contraire, les cristaux de biotite cernent les grains de quartz, ce qui ferait penser à une structure en mortier. Tout ceci vient en faveur de la notion de mouvements que ce massif a subis dans son ensemble (suivant son grand axe), postérieurement à sa formation. Ces mouvements ont produit les importantes failles de direction NNE-SSO où le regard du granite est S.E (N 14° E environ), ainsi que les rapports de ce massif avec les formations sédimentaires contigües :

- Contact anormal de deux formations d'âges différents (Hettangien au contact du Trias inférieur au-dessus du pont de Lautarait).
- Amincissement très notable des formations sédimentaires dans les différents niveaux (Trias inférieur de Largentière⁽¹⁾ et les différents étages (Lias entre Saint-Julien-du-Serre et Aubenas), et cela suivant une ligne presque perpendiculaire au grand axe de ce massif.
- Les études de terrain prouvent que le granite porphyroïde de Largentière n'est qu'une partie de ce massif, affleurant sur la prolongation du grand axe de ce dernier et rendu visible par l'entaille que produit le lit de la Ligne dans celui-ci. Mais le granite de Largentière comporte des amas de roches dioritiques et des roches de composition intermédiaire entre le granite porphyroïde et les roches dioritiques : ceci laisse penser qu'il y aurait eu une contamination au cours de la formation de ce massif méridional.

(1) Le Trias inférieur, dans la zone de Largentière et celle de Valpillière, au Sud-Est, est épais à cause des intercalations de gypse et anhydrite (zone de subsidence), mais plus au Nord, dans la région de Chassiers, où le sulfate de calcium manque, l'épaisseur est très réduite, (zone de haut fond).

B) - Les filons du granite porphyroïde de Saint-Andéol-
Largentière

a- Les filons d'aprites

J 'ai trouvé les filons d'aprite seulement au Nord-Est du massif où ils ne tardent pas à disparaître sous le Trias inférieur. Ces roches se présentent en filons ou filonnets parfois anastomosés, sub-verticaux, dont la puissance est de quelques centimètres à quelques dizaines de décimètres, la longueur étant de plusieurs mètres.

Ces filons recoupent presque toujours les porphyroblastes et les enclaves hyperbiotitiques, sans provoquer de décalages, ainsi que le granite auxquels ils sont postérieurs.

- Macroscopiquement la roche constituant ces filons est plus résistante aux altérations atmosphériques (agents du weathering) que le granite encaissant, et se trouve par là-même avoir une morphologie plus accentuée ; on retrouve donc ces filons formant relief dans le paysage.

Il s'agit d'une roche hololeucocrate presque purement quartzo-feldspathique à grain fin, holocristallin, ne présentant pas de particularités notables.

- Microscopiquement, l'examen de lames minces donne une structure granulaire : le quartz est abondant, en éléments d'apparence xénomorphe, grenu, de taille moyenne constante, à structure engrénée ; quelques cristaux ont une extinction roulante. Quelques rares cristaux arrondis et sub-anguleux sont inclus dans les feldspaths.
- Le plagioclase, albite (6 à 9% d'anorthite), apparaît en cristaux parfois maclés polysynthétiquement, xénomorphes, à contours très irréguliers, ou exceptionnellement à angles entièrement arrondis, entourés par d'autres cristaux, ce qui donne une structure en "mortier".
- Les feldspaths potassiques sont peu représentés, en cristaux de taille nettement supérieure à celle du quartz et des plagioclases ; les cristaux sont xénomorphes, souvent légèrement perthitiques.
- La biotite : quelques paillettes allongées de mica noir avec un léger pléochroïsme, quelques unes sont en voie de transformation en chlorite (pennine) et mica blanc. Certaines lamelles de biotite renferment de fines aiguilles de rutile (sagénite) et de rares cristaux automorphes et xénomorphes d'apatite.

b- Les pegmatites

Elles se présentent en filons ou amas à contours très nets dans lesquels les feldspaths sont roses ou blancs, associés avec la tourmaline noire sous forme de prismes allongés à contours cannelés; le quartz blanc existe en cristaux de grande taille.

Les pegmatites sont assez fréquentes dans les lits de la Boulogne et du Sandron.

En lames minces, on remarque du quartz abondant, en cristaux xénomorphes, à extinction onduleuse, montrant une orientation privilégiée. Ces plagioclases très acides, albite (8,5% d'anorthite); les feldspaths potassiques, parfois à faciès perthitique, sont relativement abondants; ils renferment souvent des vermicules de quartz montrant une structure pegmatitique graphique. La tourmaline, souvent allongée fortement pléochroïde, polarisée dans les teintes np vert olive ng vert très clair.

c- Filon de granite

- A biotite et grain relativement fin et saccharoïde, il coupe ce massif; visible rive droite dans le ruisseau de Clèche, lequel est un affluent (rive gauche) du Sandron, ce filon de granite à une direction Nord 140° Est.

II - Le granite porphyroïde du col de l'Escrinet-Ainac

A) - Etude du massif ^{de} granite lui-même

1) - Généralités

Ce granite, se trouve au Nord de la région étudiée et se présente sous forme d'un massif allongé, entièrement au sein d'un ensemble d'anatexite à cordièrite ayant souvent un faciès gneissique et nébulitique. La direction est sensiblement Est-Ouest. Il affleure depuis Saint-Etienne-de-Boulogne sans discontinuités jusqu'à Ainac, mais dans cette dernière contrée, à cause des jeux de failles, il n'affleure pas au-dessus d'une largeur égale à 30 m. Ses contours sont extrêmement nets; de plus il existe de nombreuses petites masses ou filons de ce granite de part et d'autre du massif.

Ce granite avait été incomplètement cartographié par C. SANITAS (1957) et M. BOULE (1908); il avait été représenté par ce dernier comme un microgranite dans l'édition de la carte géologique de Privas.

2) - Etude pétrographique :

a) - Macroscopique

De ce point de vue ce granite est typiquement un granite à grain fin ; largement cristallisé, de couleur gris clair en cassure, gris foncé ou noir à l'affleurement (les éléments clairs étant le quartz, les feldspaths et les plages noires-la biotite, dont la taille ne dépasse pas 5 mm .

Il existe des phénocristaux de feldspath potassique qui, sans atteindre la taille de ceux observés dans le granite porphyroïde de Vals-Saint-Andéol, sont de l'ordre de 1,5 cm. Cette taille est presque constante sauf dans de petits amas se trouvant : l'un au lieu dit la Grange, au nord de Saint-Michel-de-Boulogne où les porphyroblastes ont une taille de 2,5 cm , exceptionnellement 3 cm .

La couleur habituelle de ces cristaux est rosée, parfois blanche. Ces cristaux sont presque toujours orientés Nord 140° Est ; ceci concorde avec la direction prédominante des cassures ainsi qu'avec l'orientation des enclaves de micaschistes hypermicacés et de micaschistes fortement feldspathiques. Ces enclaves, par ailleurs, se présentent assez fréquemment, leur taille est comprise entre 0,5 à 6 cm ; de puissance allant de quelques millimètres à deux centimètres ; la dimension des plus grands que j'ai pu mesurer était de 10 cm .

Leur forme est presque toujours fusiforme, parfois ovoïde ou arrondie.

b) - Microscopique

La structure porphyrique est grenue. Le type banal de ce granite ne se manifeste pas comme celui que l'on a pu observer dans le granite porphyroïde de Vals-Saint-Andéol-Largentière.

Les quartz sont assez fréquents, en cristaux nets, xénomorphes, grenus, de taille relativement constante. Quelquefois les cristaux sont engrenés les uns dans les autres, de temps en temps ils cerment tous les autres minéraux qu'ils soient en grandes plages comme les feldspaths potassiques, ou les biotites, qui ont une taille inférieure à celle du quartz.

Les plagioclases, albite-oligoclase (0-26% d'anorthite) sont moyennement répandus, xénomorphes, assez rarement automorphes et sub-idiomorphes, fréquemment maclés polysynthétiquement ; on y trouve rarement des cristaux intacts.

Ils sont presque tous largement séricités ce qui rend la diagnose exacte difficile et notamment la détermination du pourcentage d'anorthite. On remarque exceptionnellement des cristaux zonés frais dont la zonalité présente des récurrences de l'intérieur vers l'extérieur de compositions suivantes : 25% d'An. 19%, 26%, 25%, 26%, 19%, ces résultats sont portés sur la figure numéro 3.

Les plagioclases renferment parfois des paillettes de biotite ; ils ont rarement une structure poeciloblastique.

Les feldspaths potassiques sont assez fréquents, mais leur fréquence varie un peu selon les différents échantillons. Se présentent souvent en grands diamètres peut-être de 1 à 2 et même 3 cm. Quelques plages sont lardées d'albite montrant une structure microperthitique. En général les cristaux sont grossièrement grenus ; ils renferment souvent diverses inclusions non orientées, qui sont : biotite (parfois les lamelles de celle-ci traversent les deux individus formant la macle de Garlsbad), plagioclases ayant 9% d'anorthite, grains de quartz de toutes formes, feldspaths potassiques partiellement ou totalement damouritisés, mais en général nettement plus frais que les plagioclases.

La biotite est largement répandue en petites lamelles xénomorphes, souvent à contours déchiquetés, ou automorphes (section basale 001) ; le cristal frais est très largement pléochroïque (ng brun très foncé rouge, np brun clair un peu rouge). Les cristaux sont souvent chargés de nombreux petits grains de zircon, d'ailleurs fines de rutile (sagénite) et quelques rares fins cristaux d'apatite, xénomorphes ou automorphes, en prismes allongés et surtout en sections basales (001) hexagonales.

De temps en temps les lamelles de biotite sont partiellement transformées en mica blanc, ou encore en chlorite à très faible pléochroïsme, polarisant dans les tons verts pâle en laissant des trainées d'oxydes de fer.

Il faut mentionner que l'on distingue fréquemment quelques paillettes de muscovite alors qu'on ne la trouve pas dans le granite porphyroïde de Vals-Saint-Andéol-Largentière, où ce mica semble toujours absent : la muscovite paraît postérieure à la biotite que moullent les micas blancs de façon assez nette ; d'ailleurs plusieurs lamelles de mica blanc sont produites par la deferrification d'anciennes lamelles de biotite en laissant des trainées d'oxydes de fer autour de celle-ci.

Un certain nombre de minéraux accessoires accompagne ces minéraux cardinaux ; les plus courants sont le leucoxène en quantité très peu notable apatite isolée en forme de prismes allongés, traces d'oxydes de fer ; la séricite se forme aux dépens des plagioclases et prend rarement une place importante.

M. BERTUCAT (1956) donne une analyse chimique (F. THERON analyste-Clermont) d'un échantillon (n° 390) de granite porphyroïde appelé par cet auteur granite du pont de la Baume, provenant de la carrière située à 800 mètres au Nord-Ouest du pont de la Baume, en bordure de la Route Nationale 102 (Ardèche) à l'Est du secteur étudié (1).

SiO	71,25	:	TiO ₂	0,25
		:		
Al ₂ O ₃	14,90	:	P ₂ O ₅	0,10
		:		
Fe ₂ O ₃	0,90	:	MnO	0,05
		:		
FeO	1,60	:	H ₂ O ⁺	1,00
		:		
MgO	1,05	:	H ₂ O ⁻	0,10
		:		
CaO	0,85	:		
		:		
Na ₂ O	2,65	:	total = 99,55	
		:		
K ₂ O	4,75	:		
		:		

Cette composition est celle d'un granite nettement alcalin potassique. Elle montre une teneur importante en silice et en alcali ; le potassium est prédominant. Calcium et ferro-magnésiens sont peu importants. Le rapport de la teneur en K₂O sur la teneur en Na₂O + CaO est inférieur à celui existant dans le granite porphyroïde de Vals-Saint-Andéol-Largentière.

(1) - Cette analyse est tirée de la note de C. SANITAS et LAPADU-HARGUES (1958) ; les chiffres diffèrent très peu avec ceux qui sont donnés par BERTUCAT lui même dans son diplôme.

Il faut noter que dans la masse de ce granite il y a quelques zones mylonitiques importantes qui ne se poursuivent pas dans les roches encaissantes et ne sont pas remplies de quartz, par exemple au lieu-dit Mas de Chevalier, commune de Saint-Etienne-de-Boulogne. Dans cette zone une lame mince montre que les grandes plages de quartz sont fragmentées en fins cristaux ; ceux-ci cernent des îlots d'autres cristaux, notamment de quartz, mais ce dernier ne montre pas l'extinction onduleuse.

La zone mylonitique peut s'effectuer au contact de la roche encaissante comme au Sud de la Conquist, au Nord de Saint-Andéol (dans cette zone le quartz à une extinction roulante).

Parfois, la masse mylonitisée est reprise par une venue de quartz importante : au lieu-dit Réchaud, commune de Saint-Michel-de-Boulogne, une lame mince effectuée dans la roche tout près du filon de quartz, montre l'existence de quartz primaire xénomorphe, et de quartz secondaire.

Les venues de quartz ont souvent fortement remplacé et altéré les autres cristaux préexistants, où le quartz s'associe avec des taches de séricite formant pâte et englobant les autres minéraux, assez souvent brisés.

B) - Les filons intrusifs dans le granite porphyroïde du col de l'Escrinet-Ainac.

Un seul filon de granite leucocrate, à grain fin se trouve dans le ravin de Grand Coste, sur la rive droite de la vallée de la Volane, juste au-dessus de l'entrée de l'ancienne galerie de minerai de fer (pyrite). Ce filon est visible sur 3 mètres environ et il a une épaisseur métrique. L'étude micrographique montre une structure finement grenue, isogranulaire ; le quartz se présente en grains xénomorphes ; quelques uns de ces cristaux ont une structure engrenée et une extinction roulante, de temps en temps ce dernier renferme de petits cristaux xénomorphes de feldspath et de mica blanc. Parfois, les cristaux de quartz étant inclus dans les feldspaths entièrement séricitisés, montrent un contour porté.

Les feldspaths sont abondants ; quelques plages montrent un faciès myrmékitique.

La biotite apparaît extrêmement rare, en petites paillettes avec un très léger pléochroïsme (ng vert brun un peu foncé, np vert clair légèrement brunâtre).

Les minéraux accessoires accompagnant les éléments essentiels décrits sont : apatite , en cristaux isolés, en forme de prismes fins et allongés, ou en sections hexagonales, parfois incluse dans les feldspaths ; leucoxène accompagné de sphène et souvent associé avec la biotite ; séricite, développée très largement dans l'ensemble de la roche.

III Le granite de Rocles

A) - Etude du massif granitique proprement dit

1) - Généralités

Ce granite a un vaste développement suivant une direction Ouest Est, à l'Est du secteur étudié, mais dans le secteur même il n'est représenté que pour une petite partie. Il est intercalé dans les micaschistes feldspathiques et les gneiss rubannés au Nord-Est de Largentière, il a ici une direction NNE-SSW. Au Nord-Est il apparaît en petit affleurement dans la vallée de la Lande, depuis le château de Vernet jusqu'au hameau Védignac où il disparaît sous les formations du Trias inférieur ; au Sud et à l'Est il disparaît sous le Permien.

Il comporte des enclaves de schistes souvent fusiformes.

2) - Etude pétrographique

a) - macroscopique

C'est un granite à biotite, leucocrate, largement cristallisé, avec des éléments grossièrement grenus, parfois porphyriques ; cet aspect est visible au bord de la route Luthe-Valgorge, tout de suite après le pont.

Par endroit, on trouve une structure gneissique où les belles lamelles de biotite sont orientées, cette structure résultant très probablement d'actions dynamiques.

Au bord de la route Chaune...Védigniac, à 250 m de ce dernier hameau, on voit un anticlinal (fig. numéro 4) ayant 2,4 m de diamètre entre les deux versants visibles ; la poursuite de cette structure anticlinale est repérable par les enclaves ; l'axe anticlinal est orienté Nord 110° Est ; la hauteur visible à l'affleurement est de 1,5 m, et son plan axial paraît devoir être vertical à sub-vertical. Les biotites sont orientées sur les strates et soulignent cet anticlinal ; cette remarquable structure vient en faveur d'actions dynamiques tardives.

b) - Microscopique

A l'échelle de la lame mince on voit une structure très largement grenue où les grains de quartz sont abondants et presque toujours rassemblés pour donner des plages plus importantes ; ils apparaissent en cristaux xénomorphes.

Les plagioclases, de taille relativement grande, souvent automorphes, sont trop altérés pour que l'on puisse déterminer de façon rigoureuse le pourcentage d'anorthite, mais il semble bien qu'il s'agit de plagioclases acides. Ils renferment parfois, en inclusion, des goutelettes de quartz.

Le feldspath potassique se remarque en plages assez grandes, souvent xénomorphes, à contours irréguliers, rarement sub-automorphes ; quelquefois, il montre une structure poecilitique, englobant les autres cristaux : plagioclases.

Les feldspaths potassiques sont souvent damouritisés ; les belles lamelles de biotite brune (ng brun foncé, np brun clair) sont assez répandues ; elles sont souvent chargées de zircon et apatite. Elles sont parfois partiellement altérées en une chlorite à pléochroïsme faible.

B) - Etude des filons et diverses enclaves

1) - Les filons

- a) - A 250 m de Védignac, on note deux filons de granite leucocrate à grain grenu relativement fin, ayant chacun une puissance de 25 cm environ ; les contours sont nets et presque rectilignes.
- b) - Des pegmatites se présentent en filons ou en nidstout près de Rocher ; un filon à contours flous, de puissance égale à 4 m environ et dont la longueur est de quelque dizaines de mètres, est visible ; elle est composée de quartz, de feldspaths roses et de grandes lamelles de biotite, les minéraux ferro-magnésiens sont rares.

A 250 m environ de Védignac, dans la petite carrière, un filonnet de pegmatite ayant 70cm de long et 10 cm de large est bien visible, ce filonnet comporte abondamment des cristaux allongés de tourmaline noire.

2) - Les enclaves de vagnérîtes :

Q.A. PALM (1957, P, 34) cité au Sud de Rocher (près de la ferme Luthe) la présence d'une enclave de Vaugnerites. A l'occasion de l'étude pétrographique et cartographique ainsi que de l'étude en lame mince, j'ai pu constater que cette enclave est tout simplement du gneiss hypermicacé, dans lequel il n'y a, comme minéraux ferro-magnésiens, que de la biotite, associée au quartz et aux feldspaths, comme minéraux essentiels.

* *

*

CHAPITRE IV

Les amas de granulites, granulites à nids pegmatitiques pegmatites

A) - Les granulites

Ces roches, au sens des pétrographes français, sont celles formées par des feldspaths, quartz et mica blanc, auxquels s'associe très peu de mica noir.

Ces roches sont représentées en deux endroits, en massifs relativement importants, non signalés par les auteurs ayant étudié cette région.

L'un de ces massifs est intercalé dans des anatexites entre les fermes Taupenas et Gauzis (commune de Saint-Etienne-de-Boulogne) avec des contours nets. Il a une direction NNE-SSO ; il disparaît à l'Est et au Sud sous le Trias.

L'autre se trouve dans le hameau de la Rouvière, à l'Est de Rocher ; il a une direction Nord-Est-Sud-Ouest ; il est intercalé dans le gneiss rubanné, avec un passage très flou. Ce dernier massif est très leucocrate, à éléments grenus, les cristaux de quartz ont presque tous des contours cristallins ; les feldspaths sont roses ou blancs, mais souvent altérés à l'affleurement ; le mica blanc est parfois rare ; les minéraux ferro-magnésiens sont extrêmement rares, sinon absents.

La granulite de Gauzis est une roche leucocrate, à structure grenue fine ; la couleur claire oscille du rose clair au brun jaune en profondeur, mais à l'affleurement, à cause de l'altération des feldspaths potassiques, elle est blanche avec toucher onctueux.

La roche est composée presque uniquement par des feldspaths roses (feldspath potassique) et du quartz, auxquels s'associent les cristaux de muscovite, ayant assez souvent une taille moyenne de 3 à 5 mm et assez rarement de 1 à 1,5 cm ; parfois ils deviennent abondants ; les paillettes de biotite, de taille très petite, sont assez rares ; mais la chlorite par place, peut-être, assez fréquente. La roche exposée aux intempéries est aisément altérable.

Cette roche à un aspect blanc rosé et comporte un pourcentage de chlorite non négligeable ce qui donne parfois un aspect plus ou moins fibreux à la surface de la roche, qui a été nommée et cartographiée à tort par C. SANITAS (1957) comme anatexite à sillimanite.

A l'examen des lames minces, cette roche présente des caractères assez constants. Elle est caractérisée par le quartz, abondant en cristaux xénomorphes, et parfois automorphes ; quelquefois, il se présente en goutelettes dans les feldspaths perthitiques.

Les feldspaths sont presque uniquement formés par des plagioclases très acides, ayant un pourcentage d'anorthite compris entre 0 et 10%. On y remarque des feldspaths potassiques souvent chargés en perthite, renfermant quelques vermicules de quartz et des cristaux automorphes d'apatite. Parmi les éléments phylliteux, la muscovite représente une proportion importante en grandes et belles lamelles ou paillettes. Quelquefois, les lamelles de biotite sont fortement chloritisées. Notons que les chlorites sont, selon les échantillons, relativement abondantes.

Les séricites se dessinent en taches qui apparaissent parfois importantes.

Quelques cristaux de zircon existent de façon épisodique ; il faut mentionner que la plupart de ces cristaux ont une tendance à être orientés.

B) - Les granulites à cordièrite

Ces roches se présentent dans deux endroits, en petits massifs non encore signalés par les auteurs ayant étudié la région.

L'un de ces amas se trouve au Nord de Saint-Julien-du-Serre, au Nord du hameau Boudon ; il est intercalé entre les anatexites à faciès nébulitique et le granite à petits porphyroblastes, avec des contours très nets. L'autre se trouve à l'Ouest de Vals, dans la ferme Autruche.

Ces deux massifs granulitiques, à passées localement pegmatitiques, sont leucocrates avec des feldspaths roses, très riches, en nodules de cordièrite (très largement altérée en pinite ou en chlorite). Les biotites sont exceptionnelles ; on peut par contre trouver des paillettes de muscovite. Les cristaux de quartz sont automorphes et bien visibles à l'oeil nu ; ils sont relativement abondants.

En lames minces, effectuées essentiellement dans la granulite du quartier Boudon, la structure est grenue ; peut-être parfois porphyroïde.

- a) - Le **quartz** est abondamment représenté en grains d'apparence xénomorphe, de taille constante ; on remarque de nombreux individus de quartz qui se groupent pour former un ensemble plus important ; les cristaux automorphes ne sont pas rares. On trouve aussi fréquemment de petits cristaux de quartz, très souvent à contours arrondis, inclus dans les feldspaths, notamment dans les feldspaths perthitiques.

On remarque également du quartz secondaire abondant de taille microgrenue, anguleux ; il se présente sous forme de minuscules filonnets (1) recoupant tous les autres minéraux.

- b) - Les plagioclases sont très acides ; il s'agit d'albite (0 à 6% d'anorthite), ils sont relativement abondants, en plages xénomorphes, à contours irréguliers, séricitisés.
- c) - Les feldspaths potassiques apparaissent en plages automorphes pouvant atteindre 6 cm ou xénomorphes poecilites et très fréquemment perthitiques. Ils contiennent souvent : petits grains de quartz, paillettes de micas et plusieurs petites plages de plagioclases (albite).
- d) - La biotite est rare, en lamelles dispersées irrégulièrement (ng brun légèrement verdâtre-jaunâtre, np vert jaune très clair).

La muscovite est sporadique, en petits cristaux assez rares.

La cordièrite est très altérée.

Comme minéraux accessoires nous trouvons des aiguilles très fines de rutile (sagénite) avec un très faible pléochroïsme, inclus dans la section basale de la biotite (001) décolorée. Quelques rares cristaux de sphène associés à la biotite.

(1) Ceux ci sont caractéristiques de la région où les venues de quartz se sont présentés en amas ou en filons surtout au Nord de Saint-Julien-du-Serre, dans le hameau Boudon, car les roches voisines à quelques dizaines de mètres de ceux ci peuvent montrer macro ou microscopiquement des minuscules filonnets de quartz cicatrisants les anciennes fissures.

C) - Le granulite à nids pegmatitiques d'Ucel

Cette granulite affleure au bord de la route D. 578 bis, sur quelques dizaines de mètres. Elle est intercalée entre les gneiss et les micaschistes. Elle comporte plusieurs petites failles et zones mylonitiques non cartographiables à l'échelle de mon levé.

Etude pétrographique,

Macroscopiquement c'est une roche leucocrate, de couleur rose à rose clair, assez difficilement altérable.

Elle comporte un système de cassures dominantes ayant une direction de N 140° E avec un pendage variant de 30 à 45°. Cette roche est utilisée pour la verrerie. D'un aspect rose et rose blanchâtre elle est riche en cristaux automorphes de grenats dont la taille varie entre 1 et 3 mm. Les feldspaths sont roses, les lamelles de muscovite apparaissent localement et peuvent avoir une taille moyenne de 5 mm environ. De petits grains de biotite dispersés s'y présentent exceptionnellement. On y remarque des enclaves de micaschistes feldspathiques (ayant un aspect de gneiss finement lité) parfois très riche en grenats.

Quelquefois, les micaschistes comportent des filonnets d'aplite qui n'entrent pas dans la granulite ; ils sont parfois transformés partiellement ou totalement ou bien encore en voie de transformation en une roche verte à grain très fin. Assez rarement cette masse contient de minuscules filonnets de quartz ayant 15 cm de puissance et 50 cm environ de long.

Il faut noter que des nids pegmatitiques sont relativement abondants. Ils sont formés par des cristaux de feldspaths potassiques roses xénomorphes, sub-automorphes ou automorphes ; parfois ces derniers se présentent en très beaux cristaux maclés Carlsbad, avec une taille de 4 à 6 cms environ associés avec : grandes lamelles de muscovite automorphes avec les faces (001) basales et prismatiques, des cristaux xénomorphes ou de beaux cristaux automorphes de quartz bipyramidés, avec des faces souvent inégales, dont la taille varie entre quelques millimètres ^{et} quelques centimètres.

Les cristaux allongés de tourmaline, noirs à contours cannelés, s'y associent souvent ; dans cette association on voit rarement de petites tâches ou mouches de chalcoppyrite.

De temps en temps la tourmaline peut montrer une très belle texture sphénolitique et atteindre 1 à 7 cm d'épaisseur sur 10 à 75 cm de long.

Dans cette masse de granulite pegmatitique se trouvent de nombreuses géodes ayant 2 à 20 cm de diamètre ; elles sont presque toujours couvertes par une couche d'argile blanche kaolinique, qui est souvent tapissée de beaux cristaux automorphes de calcite parfois avec pyrite. Dans les géodes peut se former également de la calcédoine mamelonnée et de la cérusite. De plus, on trouve parfois quelquefois dans la roche des minéraux parfois automorphes : pyrite, chalcopyrite, cuivre gris, galène, etc..., (voir chapitre métallogénie P....) auxquels s'associe presque toujours une gangue barytique en amas blancs où les cristaux ont des faces courbes.

Etude micrographique,

Les lames minces faites dans la roche à faciès granulitique montrent une structure grenue dans laquelle on remarque le quartz bien représenté en éléments d'apparence xénomorphe à contours irréguliers, de taille légèrement hétérométrique ; très rarement il peut exister du quartz automorphe ; quelques petits cristaux, à angles arrondis ou sub-anguleux, sont inclus dans les feldspaths.

Les plagioclases sont très acides : oligoclases (II à 13% d'An) ; ils apparaissent, relativement souvent, en cristaux xénomorphes ou automorphes (rectangulaires) de taille différente et dispersés entre les autres cristaux. Ils sont frais et rarement séricitisés.

Les feldspaths potassiques sont rares.

La biotite apparaît rarement, en petites lamelles (ng brun très foncé, np brun relativement clair).

La séricite se dessine en fines paillettes réunies en lits feutrés, peu abondants ; on y voit quelques cristaux de grenats, très souvent automorphes, parfois légèrement séricitisés.

Dans les nids pegmatitiques, les plagioclases sont des albites-oligoclases (6 à 11% d'An), en plages de taille relativement grande, xénomorphes.

Les feldspaths potassiques sont abondamment représentés en cristaux de très grande ^{taille}, xénomorphes, subidiomorphes et automorphes ; ils englobent parfois des grains de quartz.

La muscovite se montre assez fréquente, en belles lamelles souvent automorphes ; d'apparence fraîche elle est bien développée en englobant feldspaths et quartz.

La tourmaline apparaît en beaux cristaux allongés, sub-idiomorphes et automorphes, très fortement pléochroïques, (ng vert clair ou vert brunâtre selon les cristaux, np vert très clair presque incolore).

Les minéraux accessoires sont : le sphène relativement abondant ; quelques rares cristaux de leucoxène. Enfin on remarque, rarement, des traces de calcite et des minerais opaques.

J.C DESTOMBES (1955) donne une analyse chimique faite au laboratoire de géochimie du B.R.G.M (Paris) sur un échantillon de granulite, appelé par cet auteur granite, et provenant de la carrière d'Ucel.

SiO ₂	74,96	Na ₂ O	4,91
Al ₂ O ₃	14,64	K ₂ O	3,68
Fe ₂ O ₃	0,21	P ₂ O ₅	0,21
FeO	0,18	CO ₂	0,36
TiO ₂	trace	H ₂ O ⁻	0,00
MnO	trace	H ₂ O ⁺	0,50
CaO	0,89	total : 100,70	
MgO	0,16		

Cette composition montre celle d'une roche nettement alcaline sodique avec teneur considérable en silice et en sodium. La roche est saturée d'alumine car Al₂O₃ est supérieur à CaO + Na₂O + K₂O.

Calcium et ferro-magnésiens sont beaucoup moins importants, tout particulièrement par rapport aux autres analyses citées plus haut.

D) - Pegmatites à cordièrite

1) - Généralités

Dans la région Lalevade-Labégude se trouvent plusieurs amas de pegmatites à cordièrite, intercalés dans les micaschistes feldspathiques et les gneiss, plus particulièrement dans les fermes de Malpas et d'Arlix où ces amas ont donné naissance à de petites exploitations actuellement inactives pour la porcelaine. Les autres amas sont trop petits pour pouvoir se prêter à une cartographie, même à l'échelle du 1/25 000, à laquelle je travaillais.

Ces amas sont orientés parallèlement à la schistosité,
c'est -à-dire Nord 340° Est à pendage 55°.

Il faut aussi noter que les micaschistes, dans lesquels les amas pegmatitiques sont intercalés, ont un faciès bréchoïde : les éléments ont une taille de quelques centimètres à plusieurs décimètres, orientés, semble-t-il, dans tous les sens. Ce faciès se trouve dans toute la région.

2) - Etude pétrographique

a) - macroscopique

Macroscopiquement ces roches sont leucocrates de couleur rose ou rose blanc comportant des nodules ou des taches très importantes de cordièrite, notamment dans la carrière de Malpas où la roche en est bourrée.

Ces pegmatites ont parfois une structure grenue ou bien sont constituées par des cristaux énormes. A l'intérieur de ces amas on remarque des feldspaths roses xénomorphes et sub-automorphes, automorphes ; on a même exceptionnellement des baguettes allongées de tourmaline noire pouvant être associée avec des nodules de cordièrite. Par place on remarque des associations importantes de cristaux de grenat de taille très petite de l'ordre du millimètre, automorphes. Le quartz s'associe avec les feldspaths potassiques et donne à la roche un aspect de pierre hébraïque à structure cunéiforme (ZAVARICKIJ 1955 P 68). La muscovite s'y présente en lamelles relativement importantes. Les cassures dominantes de pendage 22° environ dans la carrière d'Arlix ont une direction Nord 170° Est.

b) - Microscopique

Une étude de lames minces, effectuées dans les affleurements de la carrière d'Arlix, montre la présence de :

Quartz, relativement abondant, en plages d'apparence xénomorphe, à structure engrenée. Ces quartz sont répartis de façon irrégulière.

Plagioclases sont très acides : albite-oligoclase à 14% d'An. Ils apparaissent en quantité réduite ; xénomorphes ou sub-idiomorphes.

Feldspaths potassiques, se présentant souvent en grands cristaux à structure poecilitique enfermant tous les autres cristaux, à savoir : quartz, mica blanc ainsi que les plagioclases, parfois séricitisés; ceci prouve que les cristaux de feldspath potassique ont continué à se former après la cristallisation de tous les autres minéraux existant en inclusions.

Ils sont, par endroits, un peu damouritisés. La muscovite se présente en très belles lamelles parfois groupées d'apparence fraîche, bien développées.

Très peu de chlorite. On remarque des traces de calcite, probablement secondaire.

* *

*

CHAPITRE V

Système filonien

A) - Microgranulite

- Généralité

Cette microgranulite se présente en filons et montre une liaison stricte avec le granite à petits porphyroblastes de Saint-Etienne-de-Boulogne-Ainac ; elle se présente en effet comme un cortège de filons irradiants autour de ce massif. Parfois ces filons traversent le massif granitique ; de temps en temps ils se trouvent même à l'intérieur de ce dernier. Quelques uns sont isolés et situés dans les anatexites.

Leur direction dominante est Nord 10° Ouest ; quelques-uns ont une direction Nord Ouest-Sud Est : ils ont une épaisseur variant entre 8 et 45 m ; exceptionnellement, un filon, tout près du Pont de Nogier (Asperjoc) a plus de 45 m.

Un des caractères remarquables de ces filons est l'existence d'une direction presque constante Nord 130° Est avec une pente oscillant entre 25 à 35°.

a) - Etude pétrographique

C'est une roche jaune rosé, très rarement gris rosé, à grains fins. Dans tous ces filons, j'ai trouvé de rares porphyroblastes ayant une taille comprise entre 1 et 25 cm.

Les lamelles de biotite, non orientées, ne sont guère abondantes ; leur taille est très petite mais elles peuvent avoir exceptionnellement une taille de 7mm environ. Les paillettes de muscovite peuvent s'y présenter, mais rarement.

Cette microgranulite a été, à tort, appelée et cartographiée incomplètement par C. SANITAS (1957) comme un microgranite, appelé microgranite du type Chastagnas (Chastagnas, à 2 km de Burzet, Ardèche, localité située à l'ouest de la région étudiée).

L'auteur cité emprunte la terminologie et les caractères pétrographiques ainsi que les diverses dénominations de M. BERTUCAT (1956). Ce dernier, étudiant une région située tout à fait à l'ouest de ce secteur, écrit, pour le microgranite de type Chastagnas : "ce microgranite à un aspect porphyroïde de mélanocrate ; la biotite, en tout petits feuilletés, est orientée et semble former une partie importante de la roche". Ces caractères s'opposent à ceux des microgranulites étudiées dans le paragraphe précédent.

b) - Micrographique

La structure est grenue, parfois microgrenue. Le quartz est assez abondamment représenté en élément d'apparence xénomorphe, de taille presque constante et faible ; parfois quelques cristaux sont jointifs.

Parfois une partie d'une plage de quartz, étant entourée par un cristal de feldspath, montre des contours cristallins nets tandis que l'autre partie à des contours irréguliers. Les cristaux sont isolés et séparés par d'autres minéraux. Ils ont souvent une répartition presque régulière ; on y voit que le quartz remplace parfois les micas (biotite et mica blanc) ; de temps en temps ils sont en inclusions dans les plages de feldspaths.

Les plagioclases sont acides (3 à 12% d'anorthite) : il s'agit d'albite-oligoclase ; souvent en cristaux sub-idiomorphes, parfois en plages xénomorphes, quelques-uns ont même tendance à être automorphes. Les cristaux zonés paraissent exceptionnels ; quand ils existent, ceux-ci montrent un pourcentage d'anorthite diminuant de l'intérieur vers l'extérieur. Quelques-uns de ces cristaux de plagioclase montrent le faciès myrméckitique.

Quelques cristaux de plagioclase sub-idiomorphes sont parfois moulés par la biotite ou du mica blanc.

Les feldspaths potassiques apparaissent abondamment, en plages xénomorphes, à contours irréguliers et indentés, de répartitions inégale. Quelques plages de feldspath ayant une structure poecilitique renferment : micas, quartz et plagioclase (ce dernier n'étant qu'à l'état de résidu) montrant la réaction myrméckitique.

On remarque très rarement des faciès de micropegmatite graphique. Quelques-uns sont chargés de perthite.

La biotite se dessine sporadiquement sans aucune orientation, en cristaux lamellaires parfois très allongés, à contours très déchiquetés, automorphes, rectangulaires ; selon divers échantillons elle peut être altérée, montrant un pléochroïsme très faible (ng vert terne, ou vert olive, np vert clair terne ou vert très clair), mais la biotite fraîche, qui est très rare sinon absente, à un fort pléochroïsme (ng brun rouge foncé, np brun rouge clair).

La biotite est parfois en inclusion sous forme de petites paillettes brunes dans les plages de quartz ou au contraire elle contient des cristaux automorphes ou xénomorphes de quartz, parfois en plages allongées dont le grand axe est parallèle aux clivages de la biotite. Celle-ci est de temps en temps remplacée par les autres cristaux (feldspaths ou quartz) ou bien elle les traverse. Le mica noir est souvent chargé de leucoxène et de petits grains de zircon ayant un fort pléochroïsme. La biotite est assez souvent transformée, dans des proportions variables en une chlorite qui polarise dans des teintes bleu Berlin. On remarque que la biotite est parfois déferri-fiée et transformée en mica blanc en laissant peu de traces ou de traînées d'oxydes de fer au bord de ce dernier. La muscovite se distingue, d'après les différents échantillons (parfois abondante, elle peut exceptionnellement être plus abondante que la biotite) en cristaux lamellaires bien développés, xénomorphes à contours irréguliers ; le mica blanc est souvent associé avec la biotite.

Les minéraux accessoires accompagnant les minéraux principaux décrits ci-dessus sont :

Les sphènes, qui apparaissent très rarement automorphes en sections losangiques, isolées, mais souvent xénomorphes, associés avec plusieurs amas de leucoxène dans la biotite.

Très fines aiguilles de rutile (sagénite) souvent groupées ou isolées dans le mica noir. On remarque rarement quelques petites baguettes prismatiques d'apatite ou de fins cristaux xénomorphes du même minéral inclus dans le quartz, la biotite et plus rarement dans les feldspaths ; traces d'oxydes de fer, "limonites".

Une mesure de taille des minéraux principaux m'a permis de donner les résultats suivants :

Quartz	0,030 à 0,952	millimètres
Plagioclases	0,021 à 0,644	"
M. CARLSBAD	1,113	"
Biotite	0,053 à 1,060	"

Une lame mince faite au contact immédiat d'un de ces filons avec l'anatexite montre les faits suivants : le nombre des paillettes de biotite est beaucoup plus grand que dans l'anatexite c'est pourquoi cette dernière est plus claire que le microgranite. Les cristaux de ce dernier ont une taille beaucoup plus petite que ceux de l'anatexite. Les plagioclases dans ce filon montrent un pourcentage d'anorthite variant entre 9 et 12%, mais dans la roche encaissante (anatexite) on a de 0 à 12 % d'anorthite. Il faut noter qu'au contact les cristaux de biotite appartenant aux filons de microgranulite sont réunis en lits ou en trainées biotitiques régulières, ceci étant visible sur quelques millimètres environ.

C. SANITAS (1957) donne également une analyse chimique de cette granulite (échantillon numéro 664) prélevée à partir du filon d'Ainac, près d'Asperjoc (Ardèche) - analyste C. SANITAS.

SiO ₂	66,35	:	K ₂ O	4,50
		:		
Al ₂ O ₃	16,70	:	TiO ₂	0,55
		:		
Fe ₂ O ₃	0,80	:	P ₂ O ₅	0,15
		:		
FeO	2,70	:	MnO	0,05
		:		
MgO	1,30	:	H ₂ O ⁺	1,05
		:		
CaO	1,75	:	H ₂ O -	0,20
		:		
Na ₂ O	3,25	:	total :	99,35

Paramètres de NIGGLI ; échantillon n° 146 (analyste C. SANITAS):

Si	294
Al	43,5
Fm	21,5
c	8
Alc	27
K	0,47
Mg	0,40

Paramètres américains :

$$P = 1'$$

$$q = '3$$

$$r = 2$$

$$s = 3$$

Par conséquent il s'agit d'une roche calco-alcaline. Mais le granite à petits porphyroblastes qui lui est lié est un granite nettement alcalin potassique où le rapport de la teneur en K_2O sur la teneur en $Na_2O + CaO$ est plus grand que dans le cas de la microgranulite. Le résultat inverse aurait semblé beaucoup plus conforme à la composition minéralogique de la microgranulite.

En effet, par sa texture et son gisement (associée au granite à petits porphyroblastes), avec quartz automorphes, muscovite et faciès micropegmatitique, on ne peut que l'appeler microgranulite, probablement évoluée après sa mise en place.

B) - Pegmatites

Les filons et les filonnets de pegmatite sont nombreux dans la zone des migmatites. Un filon de pegmatite est intrusif dans le granite à petits porphyroblastes dans le hameau Chadenet, visible au bord de la route avant d'arriver à ce village, (commune d'Asperjoc).

En général ces filons de pegmatite sont orientés NNE-SSO ; ils sont formés de cristaux de grande taille, parfois énormes. Du point de vue macroscopique, on peut les diviser en deux catégories confirmées par la pétrographie :

- 1) - L'une de ces catégories est constituée par des filons entièrement blancs, composés uniquement de quartz et feldspaths blancs ; un filon de cette classe se trouve dans le hameau du Bénéfice au bord du sentier allant de ce village au lieu-dit Mas Cachot (Nord de Saint-Andéol) ; ce filon, qui est intrusif dans le granite d'anatexite porphyroïde, est orienté sensiblement Est-Ouest avec une puissance égale à 1 m environ et 2 m de long.

Un deuxième filon de ce genre se trouve à Asperjoc sur la rive droite de la vallée de la Volane, au bord de la route qui va des environs du Pont Neuf au hameau Cupiat. Ce filon, intrusif dans l'anatexite à faciès nébulitique, a une puissance de 1 m et est visible sur 2,5 m orienté Nord 20° Est.

- 2) - L'autre est composée de quartz, mica blanc, en grand cristaux, de tourmaline noire en prismes allongés ayant un diamètre oscillant entre quelques millimètres et 5 à 6 cm. Des cristaux énormes de feldspaths roses donnent la teinte généralement rose de ces filons. Un seul filon se trouvant dans le hameau Chadenet (Asperjoc) à ses éléments constitutifs entièrement blancs.

Il faut mentionner que ces filons se trouvent dans toutes les formations de la zone des migmatites, surtout dans micaschistes feldspathiques^{et} gneiss dans la région Lalevade-Labégude.

Sur la route allant d'Arlix à Long Serre, tout près de ce dernier lieu un filon de pegmatite de teinte rose, ayant une direction Est-Ouest, est visible dans le gneiss. La roche est composée presque uniquement de quartz et feldspaths roses ; parfois elle montre un faciès de pierre hébraïque où on voit une magnifique structure cunéiforme.

Dans le quartier Roux au Nord-Est de la hauteur de Largentièrre un filon assez important de pegmatite affleure ; ce filon est intrusif dans les micaschistes feldspathiques.

A Ainac un filon se trouve dans l'anatexite. Au vieil Ucel plusieurs filons de pegmatite traversent l'anatexite ; ils sont visibles au bord de la route Nationale 578 bis, juste au-dessous de ce village.

Un de ces filon à 2,40 m de large avec une orientation Nord 45° Est ; mais les autres n'ont que 0,10 à 0,30 m de puissance et ne sont pas cartographiables.

L'étude à l'échelle de la lame mince (faite dans les pegmatites roses comportant des minéraux ferro-magnésiens) montre que la structure est franchement pegmatitique. Le quartz est assez largement répandu, en apparence xénomorphe de taille variable, parfois à structure engrenée; assez souvent les individus sont réunis pour former une grande plage beaucoup plus importante ; leur répartition est inégale. Les grains de quartz anguleux ou en forme de goutelletes inclus dans les feldspaths ne sont pas rares. Assez rarement s'y présente le faciès myrmeckitique ou bien, de temps en temps, les vermicules de quartz s'associent avec les feldspaths en donnant une très belle structure cunéiforme.

Les plagioclases (albite à 3 à 10 % d'anorthite) sont rares sinon absents ; en plages xénomorphes ou sub-idiomorphe, presque toujours englobées par les grandes plages de feldspaths potassiques.

Les feldspaths potassiques sont abondamment répandus et forment la partie essentielle de la roche où ils se présentent en grands cristaux à structure poeciloblastique, xénomorphe ou subidiomorphe englobant tous les autres minéraux : mica blanc, quartz et plagioclase parfois très séricitisé.

La muscovite apparaît différemment au point de vue du pourcentage dans les divers échantillons, parfois elle est exceptionnelle, ou bien très abondante. Elle se montre en très belles lamelles largement développées.

La tourmaline se distingue parfois en très beaux cristaux automorphes prismatiques ; elle a un très fort pléochroïsme inverse dans les tons bruns (ng brun clair, np brun foncé).

Entre les minéraux accessoires apparaissent très peu de chlorites, parfois quelques rares cristaux sub-idiomorphes d'apatite inclus dans les feldspaths.

Il faut noter que quelques uns de ces filons montrent également une structure cataclastique ou en mortier comme ceux appartenant au granite d'anatexie porphyroïde du village du Vieil Ucel où les cristaux de quartz ayant une extinction onduleuse sont entourés par de fins fragments de quartz dus probablement à l'écrasement au cours d'une phase de mylonitisation.

On y trouve des feldspaths souvent nettement cisailés, et des micro-filonnets de quartz traversant tous les autres minéraux.

C) - Les microgranites

1) - Microgranite d'Asperjoc

J'ai rencontré deux filons qui pouvaient être rapportés à un microgranite. Ils se trouvent à 100 m environ du quartier Chadenet (Asperjoc) et sont visibles au bord de la route allant du Pont Noguier à ce village; on les suit sur une longueur de 200 m environ et leur puissance maxima est de 1 à 3 m; orientés Nord 125° Est, ils sont espacés de 70 m environ.

C'est une roche noire ou gris noir très foncée qui n'apparaît pas cristallisée à l'oeil nu.

De l'étude des lames minces, il résulte que la structure est microgrenue; le quartz est abondamment représenté en cristaux xénomorphes de taille constante et faible; il est rarement inclus dans la biotite et les feldspaths. Les plagioclases sont en cristaux xénomorphes de contours irréguliers, parfois en cristaux rectangulaires très séricitisés, ce sont des plagioclases très acides, peut-être de l'albite oligoclase.

Les feldspaths potassiques sont assez abondamment répandus en cristaux ayant tendance à être automorphes; souvent ils sont damouritisés. On les trouve en grandes plages ayant une taille supérieure à celle des plagioclases. La biotite est abondamment représentée en petits cristaux xénomorphes bruns, déchiquetés, légèrement pléochroïques (ng brun foncé, np brun très clair); ces cristaux sont répandus d'une façon irrégulière et bourrés d'inclusions de sphène et leucoxène, ces deux derniers minéraux pouvant coexister. Quelques cristaux de biotite sont totalement ou partiellement transformés en chlorite.

Comme minéraux accessoires, on peut citer l'apatite qui se présente en fines baguettes allongés, parfois groupées; ses cristaux sont assez fréquents, parfois inclus dans la biotite.

La teinte foncée de la roche est due à l'existence de la biotite qui est largement répandue.

La structure microgrenue et l'aspect non cristallisé à l'oeil nu indiquent que la cristallisation de la roche a été très rapide.

2) - Microgranite de la Planche de Gourdon

a) - Etude pétrographique

J'ai rencontré deux filons ayant un aspect très particulier et, par ailleurs, ayant des caractères typiques de microgranite ; les deux sont intrusifs dans le granite d'anatexie porphyroïde, avec une direction Nord Est-Sud Ouest. Ils se trouvent dans la région de la Planche du Gourdon, plus exactement dans le quartier du Mazel ; l'autre se trouve situé au lieu-dit Les Barres, à 220 m environ à l'Ouest du sommet basaltique du Truc ; on les suit l'un sur une longueur de 150 m, l'autre sur 600 m environ, leur puissance maxima étant de l'ordre de 40 à 50 cm environ.

C'est une roche brune ou rouge foncée à sa base, plus claire au sommet. Elle n'apparaît pas cristallisée à l'oeil nu et elle montre macroscopiquement les caractères d'une lave ; ce faciès paraissant homogène affleure le long de 50 cm et passe à une roche plus claire, avec tous les intermédiaires, englobant de grands fragments anguleux de quartz et des feldspaths roses où la taille de ces derniers oscille entre 0,1 et 1,5 cm ; ces cristaux sont assez souvent altérés.

Les paillettes de micas noirs peuvent avoir 1,5 cm de diamètre ; les grains de quartz apparaissent petits et peu abondants.

b) - Etude micrographique

1) Zone basale

De l'étude des lames minces faites dans la base de ces filons, il résulte que la structure est microgrenue ou "pseudodoléritique".

Le quartz est assez peu abondant. Les plagioclases, qui sont des albites à 8 % d'anorthite, se présentent en petites baguettes allongées, souvent altérées en séricite.

La biotite est totalement altérée en chlorite.

L'épidote apparaît rarement en petits cristaux xénomorphes. Les agrégats de leucoxène sont abondamment représentés avec quelques cristaux xénomorphes de sphène. Des trainées d'oxydes de fer provenant très certainement de l'altération des minéraux ferromagnésiens, ainsi que quelques minéraux opaques (magnétite) sont assez rares.

2) Zone à faciès hétérogène

De l'étude des plaques minces faites dans la roche comportant des phénocristaux (faciès hétérogène), il résulte que la structure est typiquement microgrenue porphyrique. On distingue comme éléments :

Phénocristaux - Plagioclase albite (8 % d'anorthite) assez abondant en cristaux automorphes ou sub-idiomorphes ; ils sont souvent entièrement altérés en séricite. Le quartz est abondamment représenté en cristaux xénomorphes ou automorphes, globulaires (photo n° 3), parfois corrodés en "doigts de gants" (photo n° 4) ; de temps en temps ils sont inclus dans les plagioclases ; quelques petits cristaux automorphes sont dispersés dans la roche.

Les feldspaths potassiques sont relativement bien représentés en cristaux xénomorphes.

La biotite apparaît en cristaux xénomorphes ou automorphes à pléochroïsme assez faible (ng vert, np vert très clair), souvent altérée en chlorite. Un minuscule filonnet de quartz à structure cryptocristalline s'est développé le long du clivage d'une paillette de mica noir ; ceci indique que le quartz a sans doute partiellement recristallisé. Quelques rares micas blancs sont inclus dans les plages de quartz.

L'épidote est exceptionnelle et apparaît en cristaux xénomorphes. La pâte englobant les phénocristaux est formée par des microlites de plagioclases (albite à 8 % d'anorthite) ; le quartz est abondant en cristaux xénomorphes, anguleux, corrodés.

Les micas (biotite, chlorite et pennine), sont relativement abondants. Des structures micropegmatitiques se trouvent au bord des phénocristaux et notamment au bord des cristaux de quartz. Les minéraux accessoires accompagnant les minéraux constitutifs essentiels de la roche sont :

Leucoxène très abondant en baguettes allongées ou en agrégats formant de petits amas. Le sphène et le rutile sont peu représentés. L'apatite en cristaux automorphes, en sections basales (001) ou en prismes allongés, est bien représentée par de nombreux cristaux ; ils sont inclus dans les cristaux de quartz, feldspaths et biotite, parfois altérée en chlorite.

La séricite, formée aux dépens des plagioclases, se dessine parfois en tâches importantes

Ce migrogranite est très caractéristique par l'existence de phénocristaux de quartz en cristaux plus ou moins importants, arrondis, corrodés en golfes dont le type classique est celui, bien connu par ailleurs dans le Massif Central Français, du "porphyre à quartz globulaire" (De launay 1901 - in C. SANITAS et P. LAPADU-HARGUES 1957).

La mise en place de ce type de filon se ferait, pour De Launay, au voisinage des accidents stéphanien (in C. SANITAS 1957). Après observation des gisements, C. SANITAS et LAPADU-HARGUES leur attribuent un âge westphalien. Il est impossible d'avoir ici une preuve permettant d'affirmer que l'âge est soit stéphanien, soit westphalien.

C. SANITAS et P. LAPADU-HARGUES (1957) donnent une analyse chimique de ce microgranite (1); l'échantillon analysé a été prélevé dans la ferme du Mazel, dans le faciès à quartz globulaire:

SiO ₂	66,00	:	K ₂ O	5,15
		:		
Al ₂ O ₃	16,00	:	TiO ₂	0,25
		:		
Fe ₂ O ₃	2,40	:	P ₂ O ₅	0,20
		:		
FeO	1,80	:	MnO	0,10
		:		
MgO	1,40	:	H ₂ O ⁺	1,90
		:		
CaO	0,65	:	H ₂ O ⁻	0,40
		:		
Na ₂ O	3,30	:		
		:		
		:	total :	99,55

Paramètre américains :

$$P = 1' \quad r = 1 \quad (2)$$

$$q = '4 \quad s = 3$$

(1) Les auteurs cités ci-dessus appellent ce microgranite "microgranite d'Auzon", car ils ont trouvé uniquement le gisement de la ferme de Mazel, lequel est proche du col d'Auzon, d'où le nom donné dans leur publication ; ou bien "microgranite du Pal" d'après la dénomination de Bertucat (1956).

Paramètres de Niggli

Si = 301	c = 3,5
Al = 43	Alc = 29
Fm = 24,5	K = 0,50
	Mg = 0,30

Donc il s'agit d'un microgranite saturé en alumine, car la teneur Al_2O_3 est plus grande que l'ensemble des teneurs de $CaO + Na_2O + K_2O$, et très pauvre en éléments alcaliques car CaO est inférieur à $NaO + K_2O$. Enfin, il est bien fourni en alcalins et ferro-magnésiens.

D) - Microdiorite

a) - Etude pétrographique

Un seul filon de microdiorite, épais d'environ 1 m et orienté Nord 70° Est, est interstratifié dans les granites d'anatexie porphyroïde; il affleure à 70 m environ à l'Est du hameau Vernans (commune de la Planche de Gourdon) au bord du sentier allant de ce hameau à celui de Champcoiron.

Cette roche est très tendre, de teinte blanche ou gris très clair, comportant de nombreux pointements verts; ces caractères s'accroissent dans la roche fraîche. La roche est presque entièrement altérée.

b) - Etude micrographique

L'examen des lames minces donne une structure microgrenue ou plus ou moins ophitique.

Le quartz en cristaux d'apparence xénomorphe est très peu représenté.

Les plagioclases sont extrêmement altérés et il est très difficile de les identifier. Le pourcentage d'anorthite paraît être de 28 %, il s'agirait donc d'oligoclase.

Les biotites sont abondantes et très altérées.

Les minéraux accessoires sont ^{le} leucoxène, très abondant sous forme d'agrenats et l'apatite assez répandue.

E) - Spessartite

a) - Etude pétrographique

Le cortège filonien des zones de migmatites comprend également des roches sombres de la famille des lamprophyres. Cette roche lamprophyrique est une roche sombre, gris vert bleuté très foncée presque noire ; très dure lorsqu'elle est fraîche. Très riche en pyroxène et amphiboles dont les cristaux sont généralement bien visibles à l'oeil nu. Cette roche se présente en filons presque verticaux ; je n'ai rencontré un filon présentant un pendage plus faible qu'en un seul endroit, à 80 m au Sud du château de Crau, au bord du sentier allant de ce dernier au lieu dit Serre de Berthy ; le filon à 14 cm de puissance et peut se suivre parfaitement sur 4 m environ. Il est orienté N 70° E, avec une valeur de pendage de 10° et est intercalé dans le granite d'anatexie porphyroïde.

b) - Micrographique

En plaque mince on remarque une structure grenue à grains presque isométriques.

Le quartz est assez rare (5 %), en éléments d'apparence xénomorphe, de taille petite ; très souvent à l'état d'inclusions dans d'autres minéraux, par exemple sous forme de vermicules ou de gouttelettes inclus dans les feldspaths et en petits cristaux allongés inclus dans la hornblende verte. J'ai remarqué un seul petit cristal de quartz idiomorphe inclus dans un plagioclase.

Les plagioclases (andésine à 32 à 38 % d'anorthite) se présente abondamment (65 %) en cristaux xénomorphes à contours irréguliers et bombés, très rarement avec leurs contours cristallins ; ils sont presque tous maclés suivant la macle de l'albite et ils sont souvent frais ; quelques uns sont légèrement séricitisés. Assez rarement on observe des plages de plagioclase renfermant des cristaux idiomorphes de hornblende verte.

La biotite apparaît par place, sporadiquement, et est très peu représentée (2 % de la roche) ; elle se dessine parfois en plaques poecilites contenant des feldspaths automorphes ou xénomorphes et du quartz. Le mica noir lui-même est parfois inclus dans la hornblende verte ; ses cristaux ont des contours déchiquetés. Très souvent la biotite est altérée en chlorite.

La biotite fraîche est brune (ng brun, np brun clair légèrement jaunâtre). La hornblende verte apparaît très régulièrement en cristaux rectangulaires parfois xénomorphes à léger pléochroïsme (ng vert assez pâle, np vert très clair) ; les cristaux sont très frais ; elle se remarque en cristaux poeciloblastiques contenant tous les autres minéraux : quartz anguleux ou arrondis, feldspaths xénomorphes et minéraux opaques (magnétites) ; ceci prouve que le développement des cristaux de hornblende verte est tardif.

Les minéraux accessoires sont : apatite, qui apparaît exceptionnellement en gros cristaux xénomorphes, parfois automorphes, isolés ou inclus dans les plagioclases.

Sphène, rarement inclus dans les feldspaths ; l'oxyde de fer (limonite) apparaît rarement dans les interstices des autres minéraux. Les minéraux opaques (magnétite) apparaissent assez abondants et de formes différentes : ovoïdes, rectangulaires ou en fins amas allongés, inclus dans tous les autres minéraux, à savoir feldspaths, quartz, hornblende verte, biotite.

F) - Quartz

- Etude descriptive

Les filons de quartz sont relativement abondants dans la région étudiée ; ils se trouvent presque tous dans le socle cristallin et sont plus nombreux dans le centre du secteur. Leur direction générale est N 70°-80° E (voir fig. 5) mais les directions N 100° à 110° E existent aussi.

Leur direction est presque toujours discordante avec celle de la schistosité des roches encaissantes. Les venues de quartz accompagnant la plupart des zones mylonitiques se présentent sous trois formes :

- 1) - En amas plus ou moins importants ayant 40 à 50 cm de puissance, comme par exemple celui du hameau Dèvès (commune Saint-Andéole des Vals). Leur couleur est blanche ou rose à rose brun très foncé parfois vif, ou blanc gris mat. Ils ont sensiblement une direction N 50 à 60° E et n'accompagnent pas des zones mylonitiques.
- 2) - En filons assez notables dont la puissance varie entre 1 et 25 m, rarement 30 m comme celui du hameau d'Arlix (commune de Labégude) ; plus rarement encore ont une épaisseur moyenne de 50 m comme près du château de Boulogne où le filon a un pendage de 50° avec une direction de N 60° E et affleure sur 450 m environ.

Pour une grande partie de ces filons, la puissance est variable d'un bout à l'autre de l'affleurement.

L'étude sur les eaux minérales du bassin de Vals (J.P. DESTOMBES 1957) et leur captage au bord des zones mylonitiques, reprises par des filons de quartz, ne laisse pas de doute quant au rôle de ces derniers dans le processus ascensionnel des eaux minérales.

- 3) - Petits filonnets : ceux-ci ^{se}présentent presque tous dans les zones mylonitiques. Quelquefois ils sont tellement nombreux qu'ils donnent l'aspect d'un filon d'une puissance de plusieurs mètres, comme dans le hameau Les Gauzis (Saint-Etienne-de-Boulogne) où la zone mylonitique a une direction Nord 80° Est.

Age des filons de quartz

- 1) - Au Nord de la piscine de Largentière, au-dessus de la carrière, un filon de quartz ayant 12 m de large et quelques dizaines de mètres de long avec une direction de N 120° E et de pendage sub-vertical, traverse le Permien ; localement on voit que la brèche conglomératique du Permien, sous forme de petits amas pouvant avoir plusieurs centimètres ou décimètres de diamètre, est enclavée dans le filon de quartz.
- 2) - A Chaubery, plus exactement juste au-dessus de ce hameau au bord du chemin allant de Courte d'Aureil à Védignac, on voit un filon de quartz rouge brun, localement gris, très riche en barytine rose, ayant une épaisseur de 2 m environ, qui traverse également le Permien ; il a une direction de N 80° E et on le suit sur une longueur de 250 m environ ; il est visible jusqu'au contact du Trias inférieur. A cause de l'existence d'une faille entre la formation Permienne et celle du Trias inférieur, on ne voit pas la continuation de ce filon dans le Trias il est donc possible qu'il n'ait pas intéressé ce dernier.
- 3) - Sur la rive gauche du ruisseau de la Lozère, à 500 m environ au-dessus du confluent de ce ruisseau avec le Robreau, la dolomie et calcaire rosâtre du Trias moyennent très largement silicifiées, ceci est visible sur 150 m à 200 m et sur toute l'épaisseur affleurant au bord de ce ruisseau. L'étude sur le terrain montre que cette silicification ne peut s'expliquer que par des venues de quartz au cours ou après la formation de la dolomie et avant la formation des couches les recouvrant immédiatement. Car les couches suricombantes sont très gréseuses, mais ne montrent aucune silicification secondaire d'une part, les bancs au-dessus de la dolomie ne montrent pas de zone de transition, au point de vue silification, avec la dolomie (ces grès sont friables non consolidés).

- 4) - Au bord de la route allant de la Vernade à Merzelet, un filon de quartz blanc jaunâtre, ayant une épaisseur de 1,5 à 2 m visible sur 3 à 4 m avec une direction sensiblement Est-Ouest traverse la dolomie rosâtre du Trias supérieur et il cicatrise une zone mylonitique. Il comporte parfois des fragments de dolomie très souvent fortement silicifiée.
- 5) - Au château de Boulogne, on voit une zone mylonitique très intense ayant une largeur de plusieurs dizaines de mètres et pouvant se suivre sur plusieurs centaines de mètres. Le château est construit juste sur l'axe de la zone mylonitique comportant des amas de quartz très peu minéralisé en pyrite et en cristaux de baryte crêtés ou lamellaires ; cette zone mylonitique affecte le Trias inférieur au contact du socle cristallin (anatexite). La venue de quartz est indiscutablement postérieure au jeu de la faille, car, au-dessous, du château les amas de quartz blanc ou brun ne montrent aucune participation dans la formation de la brèche mylonitique provoquée par le jeu de faille ; il ne montrent non plus aucun faciès bréchique. Sachant que cette faille a mis le Trias moyen au contact du socle cristallin, les venues de quartz, et la minéralisation de pyrite et baryte qui les accompagne, sont posttriasiques.
- 6) - Dans le hameau Gauzis, une zone mylonitique brune, très riche en filonnets de quartz, ayant une direction de N 80° E et une puissance de plusieurs mètres, fait une minuscule dalle résistante en relief dans la topographie et semble traverser le Trias car à quelques dizaines de mètres de part et d'autre de cette zone mylonitique quartzeuse se trouvent les formations du Trias supérieur et de l'Hettangien inférieur. Mais à cause du quaternaire existant immédiatement de part et d'autre de la zone mylonitique quartzeuse, on ne peut voir les relations mutuelles entre les formations mylonitiques et le Trias-Hettangien. Ici, il est possible que cette zone mylonitique ait joué postérieurement à l'Hettangien.

Conclusions

- 1) - Les filons de quartz ne se trouvent, dans la région étudiée, que dans la zone mylonitique ancienne où ils cicatrisent et jalonnent cette zone ; mais il ne s'agit pas pour eux d'exister dans toutes les zones mylonitiques ou d'apparaître continuellement. Il y a des zones mylonitiques très importantes où l'existence de quartz est peu notable sinon absente. Dans le cas où le quartz existe soit en filon important ou en filonnets et petites masses il apparaît presque toujours discontinu, par conséquent le filon de quartz n'est pas un repère fiable de la zone mylonitique.

- 2) - Contrairement aux idées de J. DESTOMBES (1957-p.902) l'existence de filons de quartz dans le Trias supérieur (à Merzelet) affirme la postériorité de la formation de ces filons par rapport au Trias.
- 3) - Les filons de quartz peuvent exister dans toutes les formations de la roche cristallophylienne au Trias.
- 4) - Quelques uns de ces filons de quartz sont minéralisés en pyrite et melnicovite, marcassite (Ravin de Grand Coste-Pont de Bridou, Château de Boulogne) ou en pyrite, marcassite, chalcoppyrite, galène, blende baryte tabulaire ou lamellaire, fluorine en masse ou en très beaux cristaux cubiques de couleur violette ou blanche (carrière au Nord de la piscine de Largentière) ou en galène, pyrite. Parfois ces deux derniers minéraux donnent des lits successifs où ils sont enveloppés par la barytine blanche (dans le lit de la Ligne au Nord de la piscine de Largentière).

DEUXIEME PARTIE

ESSAIS D'INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES ROCHES

CRISTALLINES

CONCLUSIONS

A - DEGRES DE METAMORPHISME

Dans cette partie j'expliquerai le degré des deux métamorphismes qui se sont succédés dans la région, et qui ont donné les faciès ayant fait l'objet des descriptions détaillées du début du présent chapitre. L'un a constitué l'ensemble des migmatites oeillées, l'autre a formé l'anatexite et le granite d'anatexite. Les associations de minéraux présentées par les différentes zones pétrographiques permettent de distinguer un certain nombre de "zones" ou "faciès métamorphiques".

1 - L'ensemble des Micaschistes

- a) - Zone à muscovite : Comme l'étude pétrographique l'a montré, la roche comporte de la muscovite et de fines lamelles de mica blanc.

Donc la paragenèse muscovite + chlorite + (quartz + minéraux) de cette roche existant au Sud-Ouest de la région étudiée correspond à un degré léger de métamorphisme. Cette zone, qui est l'équivalent de la zone des "micaschistes supérieurs" de JUNG et ROQUES, de l'épizone de GRUBENMANN et NIGGLI, montre le "greenschist faciès" d'ESKOLA:

- b) - Zone à biotite : Elle est particulièrement marquée par la paragenèse biotite + chlorite primaire (quartz + minéral) ; la paragenèse de cette zone étant limitée par les lignes d'isométamorphisme à paragenèse : biotite et chlorite (albite + quartz + minéral) ne peut être décelée qu'en lame mince.

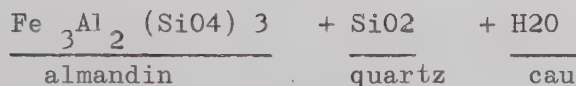
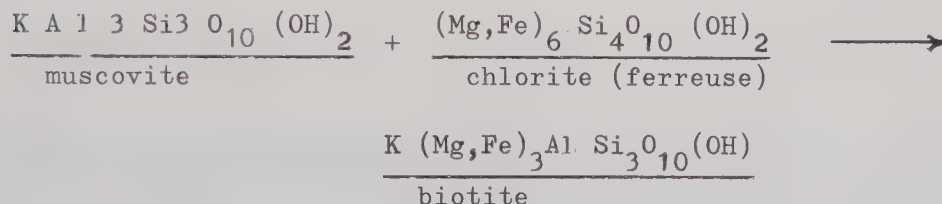
Dans la littérature relative aux roches métamorphiques on a normalement adopté pour les degrés de métamorphisme croissant la réaction ci-dessous :

Muscovite + chlorite $\longrightarrow$ Biotite + quartz (d'après Q.J PALM, 1957) ou chlorite + séricite $\longrightarrow$ biotite.

Cette zone, à cause de l'apparition de la biotite correspond au passage de l'épizone à la mésozone de GRUBEMANN et NIGGLI ; dans la zonéographie de JUNG et ROQUES au sommet de la zone des "micaschistes inférieurs" et au subfaciès du "greenschist faciès" d'ESKOLA.

c) - La zone à biotite (+ plagioclases)

Elle montre une paragenèse biotite + albite + quartz + cordièrite + minéral ; parfois exceptionnellement des grenats almandins qui sont même alors peu nombreux ; la disparition de la chlorite ferrifère et l'apparition de fins cristaux de grenat almandin, ainsi que de la cordièrite, peuvent s'expliquer par la réaction d'équilibre suivante : muscovite + biotite + quartz $\longrightarrow$ cordièrite + feldspaths



Cette zone a paragenèse : biotite + almandin correspond à la zone des "micaschistes inférieurs" de JUNG et ROQUES et, a cause de l'existence de la cordièrite, on doit l'attribuer à la zone des gneiss ultra-inférieurs de la zonéographie de JUNG et ROQUES, ou à la catazone de GRUBENMANN et NIGGLI et à "l'Amphibolite faciès" d'ESKOLA.

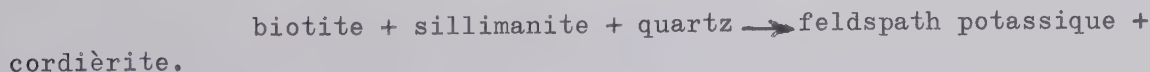
2 - L'ensemble des gneiss

Les micaschistes de la sub-zone inférieure passent progressivement aux gneiss caractérisés par la paragenèse : biotite + sillimanite + almandin + muscovite + feldspath potassique + plagioclase + quartz + cordièrite.

Ce passage étant marqué par les réactions :



L'existence de cordièrite dans cette zone peut s'expliquer par la réaction suivante :



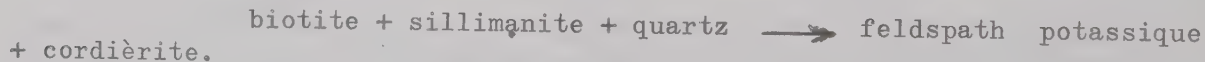
Les gneiss oeuillés qui constituent localement une partie de ces zones comportent les mêmes paragenèses que les gneiss lités et les gneiss rubannés ; il faut admettre la possibilité de la formation de gros cristaux (quartz-feldspathiques) donnant les yeux et amygdales par la métasomatose, dans un domaine de mobilisations importantes.

En ignorant l'existence de cordièrite dans cette zone, celle-ci correspond à la zone des gneiss supérieurs et inférieurs de JUNG et ROQUES, à la catazone de GRUBENMANN et NIGGLI et à "l'amphibolite faciès" d'ESKOLA.

3- Les zones de migmatite

Le passage des gneiss inférieurs aux migmatites ne comporte guère de variations de la composition minéralogique, mais un changement de faciès pétrographique très important.

A la base de cette zone, il s'agit du granite d'anatexie, on remarque minéralogiquement la réduction de quartz et de la sillimanite ainsi qu'une augmentation des feldspaths potassiques, ceci pouvant se représenter par la réaction d'équilibre suivante :



La réduction importante du quartz et la presque disparition de la sillimanite, ainsi que l'augmentation très notable des feldspaths potassiques prouvent que cette réaction d'équilibre s'effectue très énergiquement dans cette zone et est beaucoup plus importante que dans les zones susjacentes.

Il est bien évident que cette zone appartient à un degré de métamorphisme plus élevé que les zones citées ci-dessus, mais contrairement aux idées de JUNG et ROQUES (1936, 1952), ESKOLA (1939) et PALM (1957), l'existence de la cordièrite n'exclut pas une zone de métamorphisme très élevé (voir occurrence de la cordièrite dans la zone de migmatite citée plus haut). Q.A PALM a écrit : "La zone à cordièrite correspond ainsi à un degré de métamorphisme plus élevé que la zone à sillimanite qui, nous l'avons vu, correspond au "sillimanite almandin subfaciès" de "l'amphibolite faciès", je répète encore que le front de cordièrite se trouve dans la zone où une toute petite granitisation s'effectue, c'est-à-dire dans la zone des micaschistes albitiques.

Par conséquent non seulement le diagramme de la paragenèse, qui est établi par ROQUES pour les migmatites de la zone à cordièrite de la Montagne Noire (1941, p. 455) fig. 6 a, et celui de Q.J. PALM pour la zone à cordièrite des gneiss du Tanargue (1957, p. 77) fig. 6 b, ne peuvent être valables, étant donné que nous sommes en présence d'une zone de métamorphisme très élevée, mais tous les diagrammes effectués par ces auteurs ; pour les autres zones (zones précédentes) doivent généralement être reconsidérées par rapport à toutes les autres zones de métamorphisme régional.

- a) - La cordièrite est à peine postérieure au début des processus de la granitisation.
- b) - L'étude micrographique et de terrain, montrent que le front de la cordièrite est au-dessus de celui de la sillimanite. Autrement dit, la cordièrite s'individualise dans un domaine où la mobilisation des éléments aboutit à la destruction des édifices des minéraux comme la biotite et le quartz et à la construction d'édifices d'un nouveau minéral, la cordièrite par exemple : ces faits sont moins importants par rapport à la sillimanite dans la zone où elle commence à apparaître. L'énergie nécessaire à ce phénomène (mobilisation) est fournie au cours de la granitisation.
- c) - La cordièrite se trouve dans toutes les zones granitisées et migmatisées, tandis que la sillimanite apparaît au sommet des gneiss supérieurs, ou gneiss lités et elle est presque totalement absente dans la formation du granite d'anatexie.

B - Degrès de métamorphisme, température et pression

La présence et l'absence, ainsi que l'association, de certains minéraux caractéristiques (de température et pression) et l'homogénéisation des roches comportant une composition minéralogique plus complète quand on descend dans la série se traduisent par des variations de température et pression provoquant un domaine d'importante mobilisation qui s'accroît lorsque la profondeur augmente.

Mais la cordièrite n'est pas un minéral caractéristique de températures élevées ; elle peut se former à température basse par phénomène de métagénèse à l'état solide (voir photo n° 1 et fig. n° 2), et apparaître postérieurement à la migmatisation dans le cas des filonnets de cordièrite se trouvant au lieu dit Mouliarraud (commune de Saint-Etienne-de-Boulogne).

Par conséquent les idées émises par les différents auteurs concernant les conditions absolues de température et de pression du métamorphisme sont très incomplètes et incertaines, comme, par exemple, la détermination des conditions physico-chimiques de stabilité de quelques minéraux des roches métamorphiques (biotite par exemple) effectuée en laboratoires par HEIM (1952) et CHRISTOPHE MICHEL-LEVY (1953). D'après les résultats acquis au laboratoire par ces différents auteurs concernant la température de la formation des minéraux des roches métamorphiques, on peut envisager les diverses lignes d'isométamorphisme qui vont suivre :

La ligne d'isométamorphisme - biotite

CHRISTOPHE MICHEL-LEVY (1953) a montré que la biotite se forme à 600° à des pressions moyennes de vapeur d'eau, apparaît dès 500° et se forme en présence du Bore (minéralisateur).

Une expérience semblable effectuée à 450° n'a rien donné.

D'après Q.J. PALM (1957), HEIM attribue 480° à la formation de la biotite. Donc, d'après ces expériences, la température de la ligne biotite doit être estimée, comme PALM le pense, entre 450° et 500°.

Ligne d'isométamorphisme-Chlorite + Grenat almandin + Sillimanite

YODER (1950) (in Q.A PALM, 1957) a montré que la sillimanite, dont l'apparition indique le sommet de la zone à sillimanite de JUNG et ROQUES ou "amphibolite faciès" d'ESKOLA, n'est stable qu'à une température de 560°, donc ^{dans} ce cas la ligne d'isométamorphisme doit être située (d'après ces résultats) entre 500 et 560°.

La ligne d'isométamorphisme muscovite

YODER et EUGTER (1955) (in G.J PALM, 1957) ont montré expérimentalement et avec des considérations thermodynamiques que la muscovite se décompose à une température de 665°, pour une pression de 1000 at. et même pour les pressions plus élevées; on admet, pour cette température, la décomposition de la muscovite dans la réaction d'équilibre suivante : muscovite + quartz $\longrightarrow$ sillimanite + feldspath potassique + eau

C - La génèse des roches cristallophyliennes, les pegmatites et les granites

Une grande partie des observations, tant à l'échelle mégascopique qu'à l'échelle de l'échantillon confirment que la transformation des roches originelles sédimentaires en séries cristallophyliennes ne s'est effectuée ni à l'état de fusion (existence d'enclaves non entièrement digérée), ni à l'état entièrement solide, mais très probablement dans un état plus ou moins pâteux.

La pression et la température augmentant en profondeur ont pu provoquer d'importantes mobilisations; de nouveaux minéraux se forment et la roche prend un nouvel équilibre minéralogique.

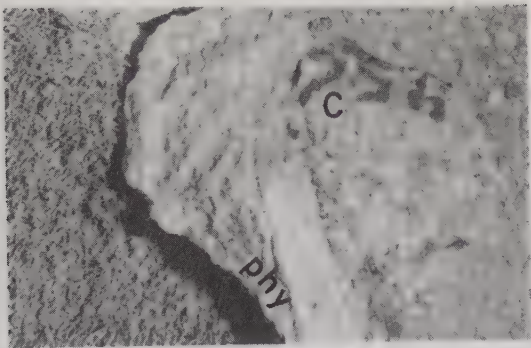
La mobilisation des éléments se détecte par la concentration et la cristallisation de nouveaux minéraux, ou des yeux dans certaines roches des niveaux supérieurs, ou le remplacement des lits phylliteux (en particulier des lits biotitiques) dans les gneiss par la cord rite (photo n  1, fig n  2). Dans ce dernier cas, toutes les observations macroscopiques effectuées sur les échantillons laissent penser que le remplacement s'est fait dans un état solide ; il s'agit donc d'un mécanisme de diffusion ionique à travers les réseaux cristallins.

Quant à la formation des amas ou des filons de pegmatite et granulite   nids pegmatitiques à contours très nets, l'étude de terrain montre qu'elles se sont mises en place à la fin de la migmatisation et granitisation anatectique : on voit, dans la carrière de Malpas (commune de Lab gude) et celle d'Ucel (au bord de la R.N 578 bis), la roche cristallophylienne encaissante mylonitisée alors que l'écrasement ne se retrouve nullement dans les formations pegmatitique ou granulitique.

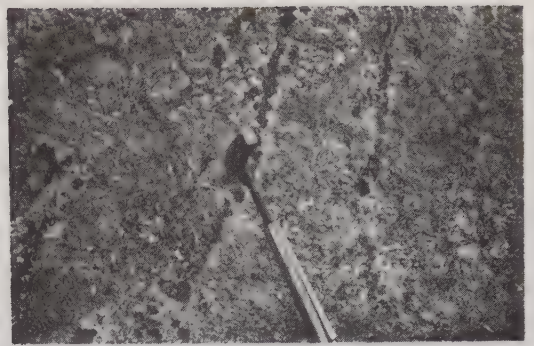
Dans la carrière d'Ucel, on remarque plusieurs géodes tapissées par une pellicule de kaolin blanc épais sur laquelle se sont déposés des minéraux métalliques (voir chapitre métallogénie p). L'existence de ces druses prouve que la formation des granulites   nids pegmatitiques s'effectuait en présence d'éléments volatils et d'eau, car le kaolin n'est qu'une altération des feldspaths potassiques.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DE LA PREMIERE PARTIE -- FORMATIONS CRISTALLINES

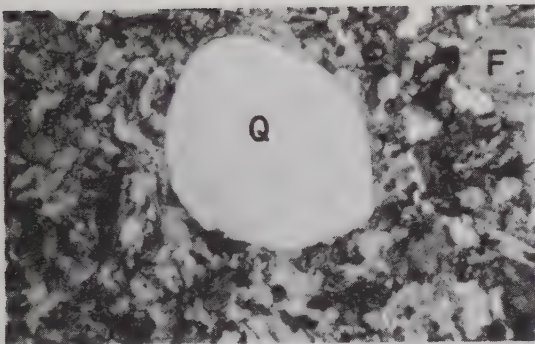
- Photo 1 : Cordiérite (c) recoupant les lits phylliteux (phy) et quartzofeldspathiques dans un gneiss de la région Labégude (Ferme du Bateau). On remarque les alignements de reste de biotite dans la cordiérite (voir page 38).
- Photo 2 : Cordiérite en filonnets et en chapelets dans une anatexite à faciès gneissique, provenant du lieu dit Mouliarmaud (Saint-Etienne-de-Boulogne) (voir page 39).
- Photo 3 : Quartz (Q) globulaire avec des microphénocristaux de feldspaths (F) du microgranite de la "Planche de Gourdon" se trouvant dans la ferme du Mazel. lame mince L.P. G = 50 X (voir page 73).
- Photo 4 : Quartz corrodé en "doigt de gants" accompagné de phénocristaux de feldspath potassique (F) à structure poecilitique et de plagioclases (Pl) du microgranite de la "Planche de Gourdon", se trouvant dans la ferme du Mazel. lame mince L.P. G = 50 X (voir page 73).
- Photo 5 : Association de silimanite (Sili) et de biotite (Bi) dans un gneiss lité affleurant près de la ferme de La Paillery au Sud-Est de Vals-les-Bains, lame mince. L.N. G = 50 X (voir page 19).
- Photo 6 : Gneiss ocellé affleurant au hameau du "Bateau", au bord de la route Vals à Pont de la Baume (sur la rive gauche de l'Ardèche) : (voir page 22).



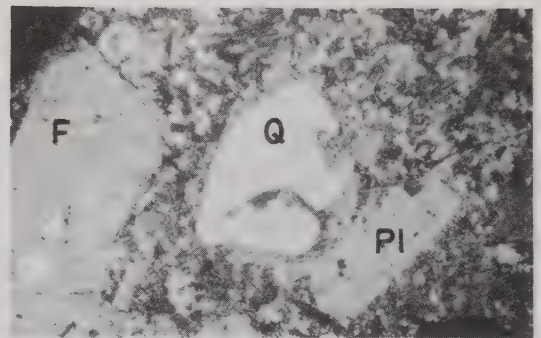
1



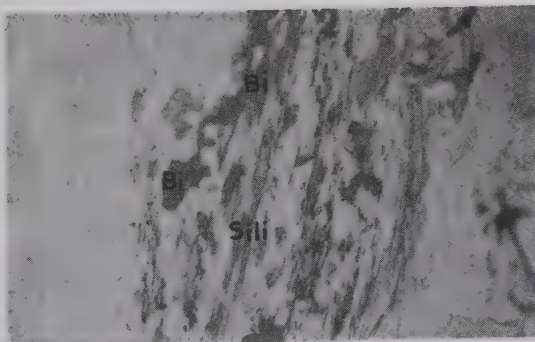
2



3



4



5



6

FIGURES DE LA PREMIERE PARTIE - FORMATIONS CRISTALLINES

Fig. 1 : Mise en place de la région étudiée.

Fig. 2 : Cordiérinite recoupant les lits phylliteux et "quartzo-feldspathiques" dans un gneiss de la région Labégude (Ferme "Bateau"). On remarque les alignements de reste de biotite dans la cordiérinite (voir pages 38 et 85).

Fig. 3 : Zonalité des plagioclases (plagioclase d'un granite d'Ainac). (voir page 50).

Fig. 4 : Repli anticlinal dans le granite gneissique de Rocles. (voir page 53).

Fig. 5 : Rose de fréquence des directions de filons de quartz dans la zone cristalline de la région étudiée. (voir pages 77, 248 et 265).

DEUXIEME PARTIE

Fig. 6 a : Diagramme AKF de la zone à cordiérinite de la Montagne Noire d'après Roques, 1941, p.455, (voir page 85).

Fig. 6 b : Diagramme AKFM de la zone à cordiérinite des "gneiss du Tanargue" (d'après Q.A. Palm 1957, p.77) (voir page 85).

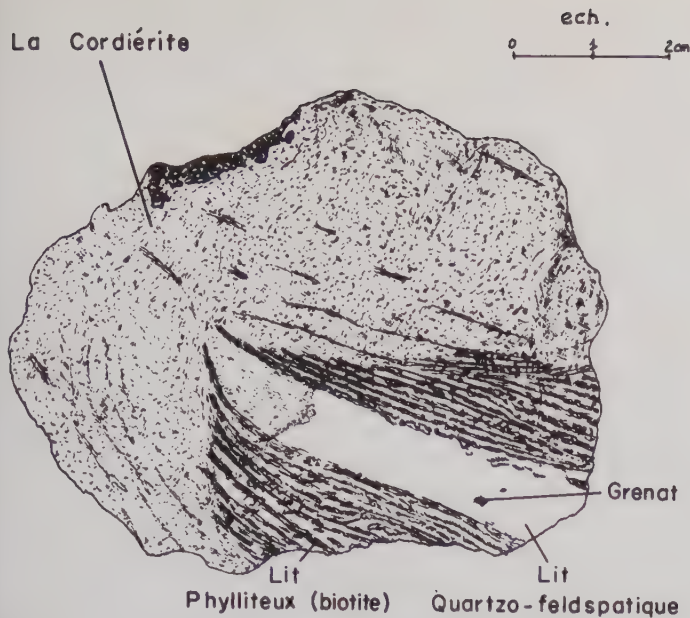


Fig. 2

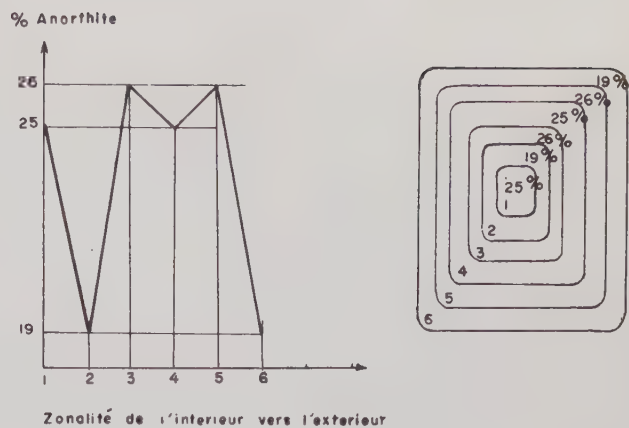
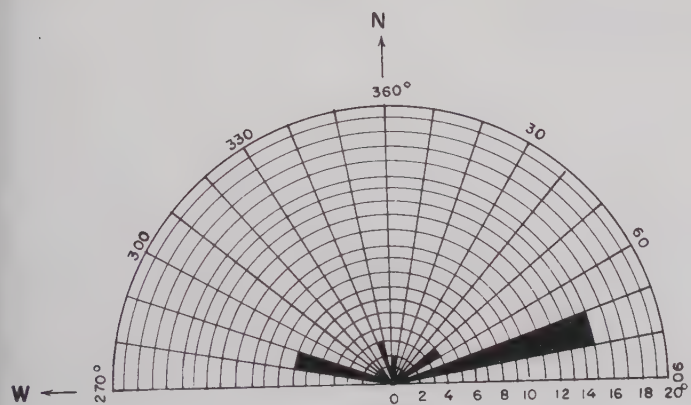


Fig. 3



FREQUENCE DES DIRECTIONS DES FILONS
DE QUARTZ dans la zone cristalline de
la r  gion   tudi  e

Fig. 5

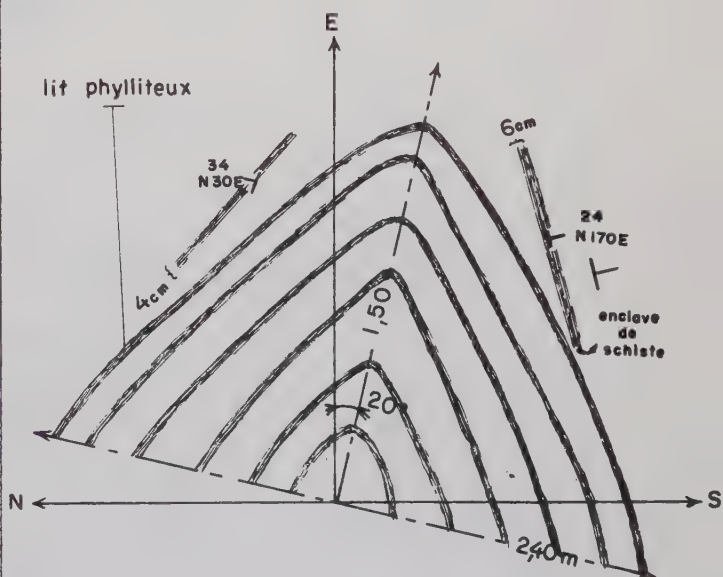


Fig. 4

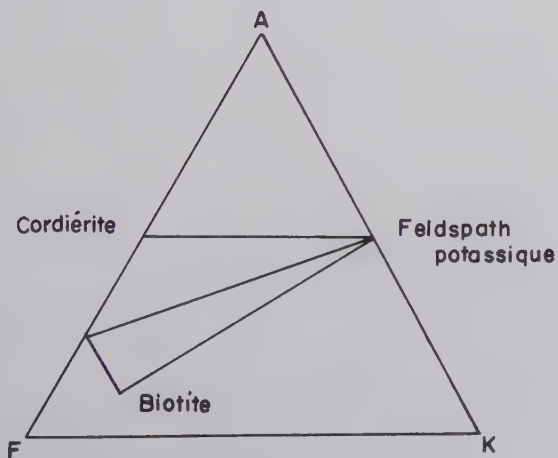


Fig. 6a

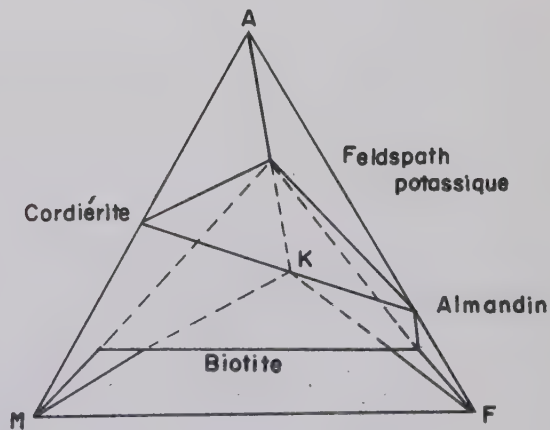


Fig. 6b

TROISIEME PARTIE

ETUDE PALEONTOLOGIQUE, STRATIGRAPHIQUE, LITHOLOGIQUE

ET PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE

SEDIMENTAIRE

FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Les roches sédimentaires non métamorphiques recouvrent indifféremment un substratum cristallophyllien ou granitique.

Leurs couches sont dans l'ensemble proches de l'horizontale, constituant un monoclinal dans toute la région étudiée. Elles peuvent cependant se trouver sensiblement redressées et n'ayant plus la direction générale des couches qui est à peu près N 120 à 140 E, sous l'action des phases tectoniques cassantes (ceci est plus fréquent dans l'Hettangien et le Sinémurien de la région de Largentièrre entre Vinezac et Merzelet et dans le Jurassique supérieur sur la rive droite de l'Ouvèze). Elles reposent en discordance complète sur les formations métamorphiques sous-jacentes.

Une concordance locale n'est pas impossible mais ne peut être que fortuite.

- LES DIFFERENTS FACIES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

L'aspect du terrain, l'ensemble des caractères lithologiques, pétrographiques et paléontologiques du sédiment permettent de classer les formations sédimentaires en quatre faciès distincts, à savoir :

- 1^o faciès continental : Permien
- 2^o faciès lagunaire : le Trias Moyen (la région de Largentièrre)
- 3^o faciès littoraux : Trias inférieur et supérieur
- 4^o faciès marin : le Jurassique et le Crétacé couvrant la région étudiée.

GRESSLY (1838-1841) (in D.V. NALIVKIN 1956 - A. LOMBARD indique 1956) que le faciès est le sédiment (la roche) possédant, sur toute son étendue, la même composition lithologique et contenant la même faune et la même flore. Cette définition n'inclut pas que les faciès marins existant dans toute la région ont les mêmes caractères lithologiques et les mêmes organismes, mais il y a plusieurs faciès ayant chacun les caractères propres des formations marines.

Par exemple le calcaire gréseux ou le grès à ciment calcaire comportant la faune à Hyldoceras bifrons indiquant la base de Toarcien de la région étudiée, montre un faciès marin (dans toute son extension).

C'est pourquoi suivant l'étude de la faune de la flore et les caractères lithologiques de deux mêmes âges ou d'âge différent on ne peut avoir nécessairement deux mêmes faciès.

Par conséquent le faciès d'un point déterminé caractérise et définit un ensemble de caractères lithologiques de la roche indiquant les mécanismes physico-chimiques, le sédiment, le milieu favorable à la vie et population des êtres, il évoque l'ensemble des conditions physico-géographiques (le biotope) dans lesquelles certains animaux et des plantes vivaient (biocénose).

- LES CLASSIFICATIONS DES ROCHES DETRITIQUES SE PRESENTANT DANS LES FACIES LITTORAUX ET CONTINENTAUX.

En se basant sur la classification pétrographique des roches sédimentaires de Carozzi 1953 et l'essai de nomenclature des roches sédimentaires - (Institut du Pétrole 1961), je considère :

a) - Les classes des roches détritiques

b) - La classification des roches détritiques (rencontrées dans la région étudiée)

a) - Les classes des roches détritiques :

1^o) Classe des Rudites groupant les roches dont les éléments en majorité ont un diamètre supérieur à 2 mm, terme à utiliser en remplacement de Psephite.

2^o) Classe des Arénites groupant les éléments ^{ayant} en majorité, un diamètre entre 64 à 2 mm (NIGGLI d'après GRABAU et WENTWORTH in. Essai de nomenclature des roches sédimentaire 1961.)

3^o) Classe des Lutites groupant les roches dont les éléments, en majorité, ont un diamètre inférieur à 64 mm; comprend toutes les roches détritiques consolidées fines.

- Arénolutite : Terme désignant une sous-classe de roche détritique dont les éléments, en proportions plus ou moins équivalentes, ont la taille de particules silteuses et de grains très fins (d'après l'ouvrage d'essais de nomenclature des roches sédimentaires (Institut du Pétrole - 1961)).

Terminologie (1)	Structure des détritiques	Limite de Classes (2)
Rudite	Grossière	> 2 mm
Arénite	Moyenne	entre $64 \frac{\mu}{m}$ et 2 mm
Lutite	Fine	$< 64 \frac{\mu}{m}$

Comme ^{la} définition des termes ci-dessus l'implique, on emploie ces termes dans un sens purement granulométrique et indépendamment de l'origine clastique ou chimique.

Les conglomérats polygéniques (rudite) Ce terme englobe des formations détritiques dont les éléments sont constitués par différents types de roches où les éléments jointifs sont consolidés par un ciment. Ces éléments sont arrondis (poudingues) ou anguleux (brèches), leur taille varie des blocs au graviers (en proportion $> 10\%$ pour CAROZZI-1953). (Les conglomérats du Permien de Niveau 1 à Niveau III).

Les brèches interformationnelles ou Pseudobrèches (rudite) Structure bréchique à galet ou à éléments anguleux ou arrondis (A. CAROZZI 1953) souvent monogéniques de même nature ou de nature voisine, de celle du ciment, qui les réunit, ce qui les différencie de toutes les brèches sédimentaires. Elles peuvent être syngénétiques ou épigénétiques (Essai de nomenclature de R. SEDIM. Institut du Pétrole 1961). Exemple, brèches interformationnelles du Jurassique supérieur.

(1) des termes latins : rudus = grossier, arena = sable, lutun = boue

(2) Les limites adoptées par le groupe des études sédimentaires de la sous-commission, laboratoires de stratigraphie du Comité des Techniciens de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel (en accord avec le "Comité Sédimentaire").

Les brèches sédimentaires polygéniques (rudite) Ce terme désigne un conglomérat à éléments anguleux constitués de roches d'origines différentes (brèche du Permien, Niveau 1).

Les Grès (Arénite) Ce terme désigne des sables formés des agrégats des minéraux ou débris de roches dont la consolidation par un ciment quelconque, conduit aux grès (E.C. DAPPLES 1949 in A. CAROZZI 1953) dans lesquels il y a une prédominance de grains détritiques siliceux (SiO_2) 50 % A. BERNARD 1958) et renfermant < 5 % de feldspaths (essai de nomenclature des roches sédimentaires-1961). La taille des grains est comprise entre 0,06 et 2 mm (D.V. NALIVKIN 1956). Le terme d'arénite est un terme granulométrique qui est indépendant de la nature chimique du grain clastique.

Les Grès arkosiques (d'après essai de nomenclature des roches sédimentaires 1961); ce terme imprécis bien que d'usage courant ^{est} appliqué à un grès dont le pourcentage en feldspaths n'est pas indiqué. Il convient de distribuer entre grès feldspathiques contenant 25% de feldspaths et arkose contenant 25 % de feldspaths.

Les microbrèches (Arénorudite). C'est une roche consolidée caractérisée essentiellement par un mélange d'éléments anguleux dont la granulométrie comprend à la fois des fractions les plus fines des rudites (granules), et des grains de la classe des Arénites.

L'Arkose (arénite), d'après l'essai de nomenclature des roches sédimentaires (Institut du Pétrole 1961) en une arénite est formée de quartz et de feldspaths alcalins en grains anguleux et mal classés (% feldspaths ≥ 25 Pettijohn, > 30 % Krymine) ; le ciment est peu abondant et non détritique (Pettijohn) (Arkose du Permien de la région de Larentière).

Psammite (Arénite) d'après BRONGNIARD (in NALIVKIN D.V. 1956), qui le premier, a établi ce nom il y a plus de 120 ans, est un grès quartzeux à teneur élevée de micas et une petite quantité de ciment argileux; D.V. NALIVKIN (1956) attribue le terme Psammite (de "Psammas" sable) aux roches sablonneuses à grains variant entre 2 et 0,1 mm.

- Les classifications des roches détritiques

Les Aleurites (Lutite) (aleuros, grec : farine) terme général, désignant un groupe de sédiments détritiques à grains fins, variant entre 0,1 et 0,01 mm (NALIVKIN. D.V. 1956), comprenant des poudres et des silts (POUSTOVALOV 1954, in A. LOMBARD 1956).

Les Argilites (lutite) correspondant aux divisions granulométriques plus fines dans les groupes des sédiments à grains indépendant de la composition minéralogique, mais en supposant encore de manière plus ou moins implicite l'origine clastique (Argilites du Permien).

Enfin ce terme général utilisé pour définir une variété de grès micacé dans lequel la stratification est soulignée par des lits surmicacés créant des surfaces de clivage (Essai de nomenclature des roches sédimentaires (Institut du Pétrole 1961)).

- Quelques notions relatives à la stratification.

STRATIFICATION

Définition : Dans des études récentes D.V. NALIVKIN (1956) et A. LOMBARD (1956) ont effectué une synthèse des conceptions nouvelles relativement à la stratigraphie. C'est à ces travaux que sont empruntées les principales définitions.

La définition générale de stratification, qui est très vaste, désigne en effet la disposition des couches sédimentaires en unités superposées.

L'étude descriptive concernant la stratification implique la disposition en unités superposées.

La disposition stratifiée des unités géologiques s'explique de deux façons nettes :

1^o - La stratification proprement dite

2^o - Le litage.

1^o - Stratification : Elle est la propriété des dépôts sédimentaires de se séparer en bancs ou strates par des joints, autrement dit la strate se limite au dessous et au dessus par une surface distincte qui est la surface de litage.

La strate (le banc) est une subdivision de dépôts sédimentaires. Parfois on donne le nom de strate à toute modification lithologique d'une assise sédimentaire indépendamment de l'existence ou l'absence des surfaces de litage. Cela ne saurait être considéré comme correct car l'assise constituée par des strates sera dépourvue de sa qualité essentielle qu'est la stratification autrement dit elle ne sera pas visible en strates séparées (D.V. NALIVKIN 1956).

Il ne faut pas perdre de vue que la strate conserve une composition relativement homogène sur toute sa puissance; la composition lithologique d'une strate peut varier dans le sens horizontal, sur de petites étendues, plus rarement sur des étendues importantes.

A l'intérieur de ces bancs (strate = unité) les variations que l'on observe sont liées à la dimension et la forme des éléments constitutifs, c'est-à-dire la texture et à la disposition des grains (des éléments constitutifs) ou structure et aux transformations postérieures au dépôt (réorganisation diagénétique par exemple).

Les strates (les bancs) correspondent à des phases positives actives de la sédimentation, positives car ces unités ont été formées par étalements et des accumulations des sédiments, actives car ils correspondent à un dépôt alimenté en matériaux.

Les joints sont des unités moins épaisses que les bancs; leur épaisseur varie et peut se réduire à une simple pellicule ou à un enduit et sont constitués d'un matériel résiduel dans lequel l'argile joue toujours un grand rôle, pure ou mêlée à d'autres dépôts.

Ils peuvent se réduire à une surface de discontinuité; dans ce cas on a affaire à une surface de stratification ou diastène ou suture. La surface de stratification se développe aux limites de la sédimentation positive et négative et marque la limite des bancs (couche ou strate) dans le sens vertical.

Alors que les joints correspondent à des phases positives mais passives de la sédimentation, car ils correspondent à un dépôt de matériel résiduel représentant des apports insensibles et impondérables légers (d'où la phase passive). Les surfaces de stratification sont par opposition des phases négatives car non seulement il n'y a aucun dépôt, mais on assiste fréquemment à l'érosion de bancs sous jacents.

Il faut noter que la phase négative se traduit par une surface de séparation entre deux phases actives ou deux phases passives ou entre un de chaque type.

2° - Litage : C'est la disposition finement stratifiée, des particules à l'intérieur de la roche que l'on le nomme également stratification interne, s'étant produite au cours des phases positives actives. Le litage correspond par conséquent à la structure du banc.

Il ne correspond pas nécessairement avec la stratification externe, surtout pour les formations détritiques hydroclassées ou la stratification oblique est de règle.

Pour la commodité de l'analyse d'une série sédimentaire qui gagne à être considérée comme une superposition de termes lithologiques et comme une succession de termes déposés dans un continu, A. LOMBARD (1953 et 1956) a introduit dans l'interprétation d'une série sédimentaire au sens vertical les notions de séquence et série virtuelles.

Séquence lithologique ; c'est une suite de deux termes lithologiques au moins sans autre interruption importante que celle des joints de stratification formant une succession naturelle. La composition de chaque terme est enchaînée à celle du terme précédent. Les épaisseurs n'entrent ^{pas} en ligne de compte. Cependant suivant l'échelle d'observation, trois ordres de séquences apparaissent : les fines à l'échelle microscopique, les moyennes à l'échelle macroscopique et les grandes à l'échelle mégascopique (à l'échelle du système ou de l'étage par exemple).

La séquence correspond par conséquent dans chaque cas aux phases positives de la sédimentation, ses limites supérieures ou inférieures étant les phases négatives ou surface de stratification (on parle ^{de} plan de stratification lorsque la surface est effectivement plane).

- Série rythmique : quand les séquences se répètent régulièrement, on a une série rythmique (niveau III du Permien par exemple).
- Série arythmique : si la série est constituée de termes sans suite et désordonnés : exemple Niveau II du Permien.
- La série virtuelle générale ou fondamentale :

Les termes formant les séquences, s'ordonnent suivant un ordre général commun. Cet ordre est caractérisé par une diminution progressive de la dimension des constituants détritiques du bas vers le haut, autrement dit la série virtuelle générale correspond à l'évolution générale des faciès dans un milieu marin à partir des dépôts de transgression jusqu'aux phases de marnes pures.

Chaque terme lithologique défini par une distribution granulométrique, se développe avec des figures propres aux structures. A ces facteurs syngénétiques se superposent les transformations diagenétiques avec leurs formes, spécifiques de chaque catégorie de roches.

On nomme séquence positive une série évoluant depuis les termes détritiques jusqu'aux termes calcaires donc dans le sens de la série virtuelle fondamentale. Ces séquences positives correspondent à des conditions progressives de sédimentation : installation du régime marin, fond en voie d'approfondissement, transgressions.

Séquences négatives, celles qui évoluent ^{en} sens inverse. Les séquences négatives indiquent des conditions régressives de sédimentation : remontée du fond, remplissage du bassin (comme les niveaux 1 et IV du Permien par exemple).

STRATIGRAPHIE LITHOLOGIQUE

La chronologie d'une formation sédimentaire, l'analyse de la répartition dans l'espace des unités lithologiques se manifestent en étudiant les sédiments dans deux sens.

- 1^o) Le sens horizontal ou étude des corrélations stratigraphiques (l'étude qui consiste à comparer deux ou plusieurs coupes naturelles pour établir les équivalences entre les unités lithologiques par exemple).
- 2^o) Le sens vertical ou étude de la série qui ^{s'}appuie sur la notion de séquence lithologique.

La subdivision en unités d'études des formations sédimentaires peut être réalisée de deux façons (A. LOMBARD 1956).

- 1^o) Division chronologique se réalisant en utilisant des fossiles dits "fossiles caractéristiques", dont l'espèce animale représente pendant un temps très court une grande extension géographique. Ceci n'est qu'une recherche de repères-temps délimitant des unités de même âge.
- 2^o) Division d'une série stratigraphique déjà datée en unités lithologiques.

La validité de l'utilisation des fossiles à la recherche des corrélations lithologiques est subordonnée aux deux conditions suivantes :

- Les surfaces de stratification, limites des séquences lithologiques fondamentales, doivent être des surfaces-temps.
- Les limites d'extension dans le temps des maximum de fréquences des espèces animales repères doivent correspondre aux surfaces de stratification. Chaque séquence serait alors caractérisée par un fossile.

* *

*

CHAPITRE I

PALEOZOIQUE

A- Permien

Généralités

Le primaire dans la région étudiée est réduit à un ensemble de formations détritiques comprises entre le socle cristallin et le Trias et daté par les anciens auteurs du Permien bien qu'il n'ait jamais été bien défini ni par le faciès ni par les fossiles qui manquent à notre connaissance. Il est décrit sur la carte géologique de France au 1/80.000, feuille de Largentièrre (2^e édition 1939), comme une série puissante (200 m) de conglomérats, grès et marnes schisteuses micacées ; à la base du Permien on trouve près de Luthe des schistes noirs à Cordaïte.

- Paléogéographie : Les formations Permiennees qui ne sont aperçus ou ne se trouvent pas que dans la région de Largentièrre, constituent une dépression se logeant au bord des formations cristallophylliennes et granitiques hercyniennes déjà pénéphanées, (car onⁿy voit pas des reliefs fossiles très aigus, des apics ou des points élevés) ayant une direction NE-SO.

Les sondages de^{la} S.N.P.A. effectués, l'un à Villeneuve de Berg et l'autre à Vallon (Ardèche) et également le puits de Montredon (effectué par la S.M.M.P.) montrent que sous le Trias ces dépôts se poursuivent au Sud-Est avec une puissance plus grande. Le sondage 52 L 99 effectué par la S.M.M.P. à Sanilhac et mes études sur le terrain dans les vallées de la Ligne, du Roubreau et les alentours (d'ailleurs comme mon levé géologique le montre) affirment qu'au Nord et Nord Ouest de Largentièrre l'épaisseur de la formation Permienne décroît puis que le Trias inférieur repose directement sur le substratum cristallin; cela est bien visible aux environs de Mas Saint-Esprit et le Bessons (au bord de la route allant de l'hôpital de Largentièrre à Tauriers où le Permien comme partout d'ailleurs se termine en biseau).

Au Sud Est de Largentièrre, les formations permiennees se développent très largement avec une puissance importante, particulièrement aux hameaux de Luthe, Davalade et Chaudebry où l'on peut voir tous les termes permieniens avec leurs différents faciès.

Plus loin au NE ils se terminent sous forme de biseau entre les hameaux de Chaune et Vedignac plus exactement à 500 m de cette dernière localité où le Trias inférieur repose directement en discordance angulaire sur le Permien et le socle granitique et cristallophyllien.

En tenant compte de l'existence des formations permienes sous le Trias dans le sondage de Vallon (au Sud) et Villeneuve de Berg (à l'Est) le bassin permien se poursuivait vers le Sud Est (Valon) où l'épaisseur des sédiments augmentait et il était orienté N NE-O S E.

- Stratigraphie

A Chaudebry sur la rive gauche de la Lande, les géologues de la S.N.P.A. ont distingué dans le Permien trois termes :

- Terme inférieur : série d'argiles rouges débutant par des grès grossiers.
- Terme moyen : série de grès grossiers rouges.
- Terme supérieur : argiles rouges micacées et dolomies en petits bancs.

Cette division est très loin de la réalité car au cours de leurs levés géologiques, les géologues de la S.N.P.A. ont pris le Permien pour du Trias et parfois le Trias moyen dolomitique pour du Permien, par exemple à Chaune au Nord de Largentière.

Les géologues de la S.M.M.P. (1962) signalent que en se basant sur leurs levés géologiques et sur la corrélations des différents niveaux repères connus par les sondages effectués par la même Société, on peut diviser le Permien de la base au sommet, en huit niveaux différents :

- Niveau I - Brèches.
- Niveau II - conglomérats et grès grossiers verdâtres.
- Niveau III - Grès grossiers verdâtres parfois conglomératiques, argilites lie de vin.
- Niveau IV - Grès grossiers et argilites lie de vin, avec passées conglomératiques.
- Niveau V - Grès feldspathiques blancs avec passées d'argilites vertes à la base, rouges au sommet.
- Niveau VI - Grès fins et argilites schisteuses.
- Niveau VII - argilites noires et grès fins.
- Niveau VIII - Grès et argilites rouges à noires.

D'après plusieurs sondages que j'ai eu l'occasion d'étudier au cours de mes recherches à Largentière même, et les études sur 130 logs (coupes) de sondage qui ont été établis par les géologues de cette société, non seulement aucun de ces sondages et aucun des puits n'a traversé toute la formation Permienne, mais aussi aucun affleurement du Permien ne montre la subdivision qui a été établie par ces géologues. D'ailleurs les différents logs détaillés, levés sur le terrain et leurs courbes lithologiques qui vont suivre et qui sont effectués par moi même, dans les différents endroits où les divers niveaux du Permien sont bien présentés, viennent en faveur de cette dernière idée.

En effet, en se basant sur les caractères lithologiques des sédiments détritiques du Permien et la taille des éléments constitutifs de ces dépôts, on distingue 6 niveaux bien caractérisés, dont cinq ont été invisibles cartographiquement. Ces subdivisions sont déduites de logs levés sur le terrain et d'observations effectuées essentiellement :

- Dans la vallée de la Ligne (en particulier au hameau de Moulinet).
- Dans la vallée du Roubreau.
- Sur la rive gauche du ruisseau des Flachères.
- Au bord de la route D 223 (route Largentière Prades).

- Description des différents niveaux :

a) - Niveau I : Brèches et conglomérats polygéniques (polymictiques)

Ils reposent sur le socle cristallin et leur épaisseur est très variable, selon les endroits où ils affleurent. (Dans la vallée du Roubreau quelques mètres ; dans la vallée de la Ligne au Nord du Massif granitique de Largentière, où ce niveau repose sur les micaschistes, puissance de quelques dizaines de mètres ; mais tout à fait au Sud de ce massif granitique, il est totalement absent alors que dans la vallée des Flachères, son épaisseur ne dépasse pas 9,50 m environ).

b) - Lithologie et Pétrographie

1°) Nature des éléments

Les éléments d'une taille supérieure à 6/5 cm et pouvant aller jusqu'à 4⁵ cm comprennent uniquement des roches et des minéraux persistant à l'altération et à dureté assez élevée : on y distingue dans la vallée du Roubreau, des blocs et des cailloux de micaschistes noirs ou noir vert foncé, ou gris verdâtre, et de gneiss ou de gneiss amygdalaires.

Ces roches sont très probablement empruntées à des formations voisines qui affleurent tout de suite au Nord de ces dépôts détritiques et dans la même vallée.

Au Nord du granite porphyroïde de Largentière, les éléments de la brèche formés par les schistes satinés (schistes sériciteux), micaschistes biotitiques ou hyperbiotitiques. Ce matériel est extrêmement mal cimenté et se désagrège très facilement.

Au ruisseau des Flachères, ce niveau à une puissance de 9,15 cm environ, il renferme dans sa partie supérieure des grès grossiers et conglomérats très mal cimentés dans lesquels les constituants sont :

- Fragment ou granules de feldspaths
- Micaschistes
- Gneiss (lité et rubanné)
- Granite d'anatexie
- Granite
- Pegmatite
- Quartz d'exsudation ou quartz filonien
- Blocs, pierres ou cailloux appartenant à des formations sédimentaires des couches précédentes.

Il faut noter que les granules de feldspaths sont surtout constitués de feldspaths roses, les lamelles de micas noirs sont intactes et de temps en temps des micas blancs en très faible quantité leur sont associés. La couleur de ces dépôts est gris ou gris verdâtre parfois gris beige. Ces formations se présentent en bancs nets, l'épaisseur de chaque couche est de quelques cm à 2 m au maximum. Cette série montre dans son ensemble une grande séquence oscillante décroissante.

Taille des éléments

Elle constitue un des caractères lithologiques importants de ce niveau; les blocs de 20 cm environ sont abondants. La longueur des plus grands que j'ai pu mesurer approchait 45 cm qui est d'ailleurs extrêmement rare. Les blocs (25 cm), les pierres (entre 6,4 et 25 cm), les cailloux (entre 1,6 et 6,4 cm) et gravier (entre 0,4 et 1,6 cm) ont des formes arrondis ou ovoïdes; les cailloux anguleux n'y sont pas rares. Ceci indique un transport important souligné encore par l'absence de toutes autres formations sédimentaires (Paléozoïque) dans cette région.

La taille de ces constituants clastiques décroissent de N.N.O. à N.E. de Largentière, car la taille moyenne se trouvant au N.N.O. dans la vallée du Roubreau est 20 cm environ où elle domine très largement au N ord du granite porphyroïde de Largentière est entre 10 à 15 cm et au N.N.E. dans la vallée des Flachères est 10 cm environ. Le ciment est argileux. La roche est souvent assez friable.

Niveau II Conglomérats palymictiques et grès grossier avec passées d'argilites gréseuse (puissance variable selon les endroits : au hameau Moulinet 14,53 environ et dans le ruisseau des Flachères 18,25 m environ).

Ce niveau se distingue du niveau précédent par : les formations ayant des éléments moins volumineux et plus remaniés par l'érosion d'une part et de l'autre par l'existence de passées d'argilites ou argilites gréseuses souvent lie de vin.

Dans la vallée de la Ligne au Sud du Massif granitique et au contact de celui-ci, on trouve ce niveau car les brèches et les conglomérats du niveau I sont totalement absents. Le niveau II comporte alors des bancs pasmmitiques et schisteux.

La stratification est nette. L'épaisseur de chaque banc peut varier d'un point à l'autre. L'épaisseur des couches varie entre quelques centimètres et 4 mètres. Les joints de stratification peuvent avoir soit une épaisseur de l'ordre du centimètre soit être réduit à un enduit. Ce niveau constitue des séries arithmiques et dans l'ensemble montre une séquence positive.

Lithologie et Pétrographie.

Nature des éléments

Ce niveau comporte des blocs et des cailloux de gneiss, des cailloux de micaschistes, de schistes satinés, de quartz filonien ou de quartz d'exsudation et des porphyro-blastes de feldspaths roses. A tous ces éléments s'ajoutent des paillettes de muscovite et des granules (entre 0,2 à 0,4 cm) de quartz et de feldspaths roses. Par conséquent la nature des constituants est la même que pour le niveau I. Il y a donc lieu de distinguer une fraction d'éléments grossiers et une fraction d'éléments fins.

Les constituants ayant la taille de 4 à 10 cm sont très abondamment représentés. Les cailloux de 20 cm sont rares, la longueur maximum observée qui est d'ailleurs extrêmement rare approchait 40 cm.

La forme et la taille des éléments indiquent encore un apport important. La différence marquante avec le premier niveau réside dans la taille sensiblement moindre des plus gros éléments.

Le ciment est argileux. La roche est généralement gris clair ou gris verdâtre, très mal cimentée, comportant des points ferrugineux.

Niveau III

Grès grossiers et argilites rouges avec bancs intercalés de conglomérats polymictiques. (puissance 53 m environ, dans la vallée de la Ligne (hameau Moulinet) (73 m environ dans la vallée des Flachères). Les grès et les argilites (et argiles) gréseuses ou franches qui alternent sont assez souvent séparés par un niveau conglomératique à gros éléments.

La limite des couches due à la surface de stratification est nette ou parfois vague. Quelquefois on remarque des stratifications entrecroisées. La présentation du dépôt entrecroisé illustre, un processus d'accumulation rapide par courant avec une alimentation abondante et inégalement répartie.

L'épaisseur de chaque banc varie entre cinq centimètres à plusieurs mètres; l'existence de formations conglomératiques et de grès grossier (ceux-ci sont parfois arkosiques) montre une forte arrivée détritique suivie rapidement par des dépôts beaucoup plus fins (argilites et argiles) indiquant un apport faible et un régime calme. Ce niveau présente une série rythmique.

Lithologie et pétrographie

La nature des éléments

est la même que dans les niveaux sous-jacents, c'est-à-dire que les éléments sont variés mais pour la plupart proviennent des minéraux dits "continentaux", c'est-à-dire des minéraux des roches : granitiques, filoniennes et des roches cristallophylliennes.

Dans ces dépôts comme dans les dépôts précédents, les minéraux des roches plus récentes (roches granitiques) sont en quantité inférieure. La taille moyenne de cailloux se trouvant dans la formation conglomératique est 5 cm, les grandes tailles mesurées étaient de 20 cm environ (pour le quartz anguleux) et 15 cm (pour les schistes à angle arrondi).

Ces formations sont souvent accompagnées de gravier et granules ayant la même nature que les cailloux et en plus de phénocristaux de feldspaths et lamelles de biotite. Ces dernières sont parfois abondamment représentées.

Les cailloux et les graviers sont presque toujours émoussés mais les formes anguleuses ou subanguleuses ne sont pas rares.

Le ciment est argileux.

Paléocourant : Dans la formation de la base du niveau III plusieurs recherches effectuées dans la vallée de la Ligne pour déterminer la direction de paléocourants ont été faites en étudiant l'orientation du grand axe des cailloux et des grains (quartz, micaschiste, schiste satiné) et par l'inclinaison de ces éléments clastiques plats vers l'amont. Ces recherches ont donné des résultats suggérant des transports suivant une direction Nord-Sud.

Niveau IV

Arkose ou grès grossier arkosique avec alternance d'argilites (puissance varié 100 m environ dans la vallée Flachères et 200 m environ au bord de la route D 223). Ce niveau a une puissance importante au Nord Est de Largentière mais au contraire, au Nord Ouest de cette ville (dans les vallées de la Ligne et du Roubreau), il est totalement absent car là où le Trias inférieur ^{est} transgressif, ce Trias repose directement sur le niveau III; ceci est bien visible au bord de la route allant de Largentière à Tauriers. Ce niveau IV montre une stratification plus nette que celle du précédent. Elle montre une grande séquence oscillante décroissante. (fig. 42).

Lithologie et pétrographie

Nature des éléments

Ce niveau est constitué par des alternances d'arkoses et d'argilites. Les arkoses souvent grossiers, sont très mal calibrés, ils sont tantôt conglomératiques très compacts (dans la vallée des Flachères et hameau Cou lens) tantôt très mal cimentés et peu compacts, c'est pourquoi les éléments constitutifs se **détachent assez aisément** et la roche s'altère et se désagrège facilement à l'affleurement exposé aux intempéries (cet aspect est bien visible sur la rive droite de la vallée de la Lande). Entre le château Vernet et le hameau Davalade on remarque en montant dans l'étage que la formation des bancs de grès successifs devient sensiblement plus grossière et plus hétérogène et d'autre part que les couches d'argilites ou d'argiles rouges bigarrés deviennent

de plus en plus minces de sorte que, au hameau de Davalade ce sont les grès grossiers ou les brèches conglomératiques et polygéniques qui affleurent: dans ces derniers, la taille des granules et cailloux (schistes satinés dominants, quartz, micaschistes ou arkoses qui appartiennent aux dépôts précédents) varie entre 2 et 8 cm environ. La taille moyenne est 2,5 cm. Les autres granules abondants sont les feldspaths roses souvent kaolinisés, les paillettes de mica blanc et mica noir parfois intactes.

Les bancs arkosiques durs affleurant dans le ruisseau des Chalasses (aux environs du hameau Colens) montrent deux sortes de joints : l'un prédominant ayant une direction N 270 E avec un pendage 65°, l'autre ayant une direction N 170 E avec un pendage 20°.

Les couleurs de formations gréseuses varient dans les tons gris, gris rosâtre, ou gris clair. Les argilites ou les argiles sont verdâtres ou rouges, le rouge étant dominant. Bien que dans ce niveau existent des passées conglomératiques prouvant encore la persistance d'apports importants : clastiques, on remarque la différence marquante entre ce niveau et le précédent. Ceci est basé sur le premier faciès, résidant dans la taille sensiblement moindre des plus gros éléments.

Etude lithologique à l'échelle de lames minces taillées

D'après l'étude de plusieurs lames minces effectuées dans différentes formations détritiques grossières de ce niveau, on peut décrire les quelques caractères lithologiques et pétrographiques qui vont suivre.

Dans ces formations on remarque : arkose, grès arkosique (grès feldspathiques) à ciment très souvent phylliteux. Les grains ont une taille moyenne (arénite) ou grossière (arénorudite ou rudite). Les constituants sont rarement bien classés, souvent très mal.

- Le quartz apparaît en plages de tailles variables grandes ou petites, les formes pouvant coexister, selon les différents échantillons. Ils sont généralement anguleux. Le quartz à structure onduleuse n'est pas rare; on trouve parfois de grandes plages formées de petits individus engrenés les uns dans les autres.
- Les feldspaths d'aspect légèrement trouble, onduleux ou fracturé se présentent en faible quantité. Souvent le pourcentage des feldspaths est supérieur à 25 % et une grande partie est poussiéreuse, altérée (sericitisée et damouritisée).

Les plages de plagioclases acides intacts et maclés polysynthétiquement se présentent en faible quantité.

Le mica blanc rare ou abondant, se présente sous forme de paillettes isolées parfois tordues. La tourmaline verte, la leucoxène, et l'oxyde de fer se présentent parfois mais en très faible quantité.

Niveau V

Grès ou grès arkosique relativement fin, schiste, argilites, (la puissance ne dépasse pas 100 m).

Ce niveau est bien développé entre les hameaux de Davalade et de Chaune. Il se termine en biseau tout de suite à l'O du hameau de Chaune. Cet aspect de biseau est bien visible sur le sentier rejoignant ce hameau à la route D 223. A cet endroit, le passage de faciès de ce niveau avec le précédent (entre Davalade et Chaudebry) se fait sans transition en franchissant la faille de direction Est-Ouest avec rejet imprécis. Plus loin de Chaudebry en amont de la Lande, on peut trouver la transition entre les deux niveaux. La limite des bancs due à des surfaces de stratification est très nette et bien présentée. L'épaisseur des bancs est très variable, elle passe de quelques centimètres à quelques mètres. Ceci n'entre pas dans la notion de série rythmique. Bien que ce niveau se termine en biseau il montre, contrairement au niveau précédent une grande séquence positive locale (fig. 43).

Lithologie et pétrographie

Nature des éléments

Ce niveau est constitué par des alternances de grès ou grès arkosiques à éléments de taille variant de fin à moyenne avec des schistes noirs ou verts parfois très argileux et des argilites noires, vertes ou rouges; ces dernières sont dominantes.

De temps en temps, un grès fin micacé psammitique s'associe avec ces formations.

Quand la roche est constituée par des éléments grossiers (graviers et granules), on y distingue abondamment : les paillettes de mica (surtout la muscovite), le quartz, les feldspaths roses. Ces derniers donnent une couleur sensiblement rosée à la roche. La roche peut être grise, gris clair ou gris rosé ou beige très clair. Elle est souvent dure et rarement friable.

La taille des constituants clastiques souligne une différence marquante avec les niveaux précédents ^{et} prouve un apport en très faible quantité et un dépôt appartenant à un milieu calme.

Etude micrographique :

D'après l'étude de quelques lames minces taillées effectuées dans les formations schisteuses on peut faire les remarques suivantes :

- Schistes micacés, parfois argileux assez souvent gréseux, montrant une structure détritique schisteuse. Les grains sont fins (lutite ou arénolutite) ou très fins, d'un bon calibrage.
- Le quartz se présente souvent abondamment en grains fins, généralement arrondis et isolés, ne se rassemblant jamais pour former des lits parallèles.
- Les feldspaths clastiques n'y sont pas rares, ils sont parfois d'aspect légèrement trouble, souvent altéré, mais les fines plages maculé suivant la macle de l'albite apparaissent sporadiquement.
- Les fines paillettes de mica blanc ou de mica noir, souvent totalement ou partiellement altérées se retrouvent presque constamment. Elles montrent une direction dans tous les sens et presque jamais un sens privilégié; c'est pourquoi la structure de foliation n'est guère visible.
- Les minerais opaques sont presque toujours présents mais en très faible quantité.
- Assez rarement, on remarque des carbonates en trace ou en très faible quantité.

Niveau VI

Grès feldspathiques fins et argilites

Les affleurements de ce niveau, à cause du recouvrement par la végétation ou les formations quaternaires, ne sont pas assez bien représentés; c'est pourquoi sa puissance réelle reste sujette à caution. D'après la coupe et les observations effectuées sur ces formations au bord de la route D 223 (Largentièrre-Prades), sa puissance ne dépasse pas 150 m. Dans les endroits où les couches affleurent, on voit bien la stratification avec des limites nettes de bancs qui se succèdent.

Ces derniers constituent des séries rythmiques et d'après les observations, ils montrent une grande séquence positive (fig. 43).

Lithologie et pétrographie

Ce niveau est constitué essentiellement par des grès feldspathiques fins et argilites ou argiles multicolores (verte, noire ou rouge), mais parmi elles, les argilites rouges dominant très largement. Avec ces formations essentielles s'associent des bancs de schistes de couleurs variées : verte, rouge clair. Parfois ces schistes renferment très abondamment des fragments d'éléments charbonneux. Les grès sont gris, gris clair ou noirâtre ou gris verdâtre, rouge brunâtre, beiges, rosâtres. Les argilites ne comportent jamais de graviers et granules, sauf parfois des paillettes de mica.

Le ciment de la roche détritique gréseuse est phylliteux, ou rarement carbonaté. Les formations fines et vaseuses de ce niveau prouvent un apport très faible en milieu sédimentaire plus calme et un bassin plus profond que celui des niveaux précédents.

Etude micrographique

En plaques taillées, on remarque selon les différents échantillons des arkoses, des grès arkosiques à structure détritique, à grains clastiques plus ou moins (arénite), à bon calibrage ou au contraire, à mauvais classement, ou le ciment est phylliteux ou parfois carbonaté.

Le quartz constitue une grande partie de la roche; il se présente généralement en grain arrondi et parfois argileux, subanguleux isogranulaire en mosaïque ou hétéromètre. Les individus quartzeux sont quelquefois jointifs et, de temps en temps, montrent une structure cryptocristalline qui entourent les autres minéraux constitutifs. Dans une seule lame mince on remarque une microfissure cicatrisée par de très fins cristaux de quartz isogranulaire.

Les feldspaths sont en pourcentage variable selon les différents échantillons. Une grande partie de ces lames minces comporte plus de 25 % de feldspaths, ceci répond au terme de l'arkose (PETTIJOHN, in essais de nomenclature des roches sédimentaires 1961). Les plagioclases acides, souvent albite, (0 % an.) sont généralement abondants. Ils sont assez souvent altérés et séricitisés. Les plages intactes parfois maclées suivant la macle de l'albite ne sont pas rares.

Les feldspaths potassiques sont également abondants et les plages clastiques sont totalement ou entièrement altérées et poussiéreuses. En général, les feldspaths potassiques sont moins altérés que les plagioclases.

Les doubles macles de microcline perthitique assez altéré et déchiqueté, peuvent s'y présenter. Quelques fragments de structure mymerckitiques sont à signaler.

Le mica noir et le mica blanc apparaissent sous forme d'assez rares paillettes; des deux, le premier est beaucoup plus rare.

Ils montrent très exceptionnellement une direction privilégiée.

Epidote et association de sphène et leucoxène sont très rares.

L'oxyde de fer (limonite) apparaît en trainées ou en fin amas irréguliers remplaçant les autres constituants; il peut avoir une teneur de 2 % de la roche.

Dans une lame taillée il a rempli une microfissure de retrait.

Les carbonates (calcite) se remarquent dans quelques échantillons ; ils y apparaissent en trace où ils y constituent une grande partie du ciment à structure microcristalline.

Le minerai opaque se montre par trace.

Les argilites sont légèrement gréseuses. En lame mince, on remarque des grains clastiques fins (arénolutite) où les granules de quartz anguleux et subanguleux sont abondants, la séricite et les chlorites et le mica blanc se dessinant en lits plus ou moins parallèles sont fréquents ; l'oxyde de fer (la limonite) a imprégné les éléments phylliteux (la séricite) c'est à cause de cette pigmentation résiduelle que la roche est rouge. Quelques rares minerais opaques (l'oxyde de fer) et la leucoxène s'y présentent.

Le Permien affleurant au N NE de Largentière

Bien qu'entre Luthe et Chaudebry, les dépôts du Permien présentent (avec ses différents niveaux successifs) une vaste du développement, on remarque au Nord de cette dernière localité (à 500 m environ du hameau Vedignac) qu'il est réduit à 5 m.

Ceci est remarquablement visible au bord de la route allant de Chaune à Védignac, où le Permien reposant sur un socle granitique (granite de Rocles) surmonté de 40 cm d'arène granitique, est formé à sa base d'argilites ayant un mètre d'épaisseur, renfermant des cailloux émoussés. Ces cailloux sont les micaschistes très abondamment représentés, dont la taille moyenne est 5 cm et la plus grande longueur mesurée approchant 8 cm.

Les quartz renfermant parfois des feldspaths roses altérés, sont rares leur taille peut être de 7 cm.

Les gneiss se présentent fréquemment; leur taille moyenne oscille entre 4 et 5 cm, la longueur des plus grands que j'ai pu mesurer pouvaient être 22 cm. Cette taille se présente très exceptionnellement.

Au-dessus de ce dépôt conglomératique repose une formation d'argilites ayant 2 m de puissance et, comportant des éléments détritiques très grossiers (cailloux et graviers) de la même nature que la formation précédente, mais la différence marquante avec le premier faciès réside dans la taille très sensiblement moindre des plus gros éléments et on y remarque de bas en haut un granoclasement "graded bedding", de sorte que à 1,50 m de la base le faciès conglomératique persiste, mais de 2 à 3 m au dessus du socle granitique, les cailloux et les graviers se présentent sporadiquement et rarement.

Entre 3 et 5 m de la base, les dépôts sont encore des argilites assez friables à graviers qui se présentent en bancs bien stratifiés dont l'épaisseur est de 12 cm environ et dans lesquels on trouve des graviers ou même des cailloux de même nature que dans l'assise précédente.

Les argilites qui constituent ces dépôts ont une couleur généralement rouge avec des intercalations d'argilites gris verdâtre.

Par dessus viennent en discordances angulaire les grès grossiers verdâtres à ciment argileux du Trias inférieur.

En comparant cette formation du Permien avec les formations des autres niveaux affleurant au Nord de Largentière (vallée de la Ligne par exemple) on ne peut l'attribuer et la synchroniser qu'avec une partie inférieure du niveau III.

CONCLUSIONS

Des apports importants d'éléments clastiques conglomératiques (Niveau I), la stratification oblique (dans le niveau II) la stratification entrecroisée et la faible extension des plans de stratification (dans le niveau III), indiquent des formations torrentielles.

Le changement très sensible de granoclasement des éléments détritiques d'Ouest à l'Est plus exactement de S. S.O - N N.E d'une part et d'autre part la terminaison des différents niveaux du Permien en biseau au N NE, révèlent l'existence d'un talus de direction S S.O - N N.E (longeant le bord de la formation crystallophyllienne).

La base de la série qui est formée d'abord par des dépôts torrentiels, surtout localisés, semble-t-il, dans des dépressions, évolue vers une sédimentation détritique constamment proche de l'émersion d'où les dépôts franchement vaseux sont exclus.

De nombreuses phases (retour) d'apports détritiques importants indiquent une instabilité du socle.

La coloration des dépôts du Permien (rouge et rosé).

Les sédiments rouges forment un ensemble de dépôts fréquents dans la formation Permienne; pour la plupart ce sont des aleurites (argilites franches), et plus fréquemment des aleurites gréseuses (argiles et argilites à gravier ou à granules).

La coloration de ces dépôts sédimentaires aleuritiques est liée aux hydrates ferriques (limonite, par exemple).

Cette couleur rouge indique un milieu oxydant au stade de la formation de la roche, autrement dit la coloration des dépôts sédimentaires aleuritiques rouges et primaires.

A l'échelle microscopique, on remarque surtout dans les sédiments gréseux, la pénétration de l'oxyde de fer (limonite) dans les microfissures. Cette coloration est formée après la formation de la roche.

La couleur rosée des sédiments détritiques fins ou grossiers (arénite ou rudite) due à l'abondance des grains de feldspaths roses (couches arkosiques) étant relativement fréquente, est une coloration hériditaire ou prégénétique.

Rapport de la Tectonique avec la stratification et le rythme

Les rapports entre la sédimentation du Permien et les mouvements tectoniques posent un problème très délicat. Ceci s'éclaircit de façon définitive par les études précédentes consacrées au Permien :

- Le changement de granoclassement des éléments détritiques du S S.O au N N.E montrant un talus orienté suivant la même direction et la distribution géographique des sédiments et retours successifs des apports importants clastiques (les formations conglomératiques et grossières) dans les différents niveaux du Permien ne peuvent être dues qu'à des mouvements tectoniques.
- Pour la rapidité, de l'accumulation des dépôts, le facteur tectonique s'allie intimement avec un autre facteur qui est le mouvement des eaux, charriant les matières qui forment les sédiments.

Les changements rapides de la composition lithologique des formations sédimentaires du Permien s'expliquent par le mouvement tectonique qui a un rôle capital, car les autres facteurs tels que l'activité des organismes, le ciment, n'ont eu presque aucune influence. Rien dans les résultats de mes recherches ne révèle la trace d'êtres animaux dans la formation Permienne. Sauf les pistes de Vers, dans les argilites niveau IX de la coupe de la vallée des Flachères.

Conclusion . Le mouvement tectonique dit "Mouvement Oscillatoire" avait une importance essentielle pour l'accumulation et pour le changement de composition lithologique des dépôts du Bassin Permien. Autrement dit dans les formations sédimentaires du Permien les mouvements oscillatoires sont la cause principale de la formation des rythmes (car les termes se répètent).

D'après NALIVKIN D.V. (1956) le rythme est le faisceau de strates ou interstratifications construit plus ou moins de la même manière et qui revient à plusieurs reprises dans la même coupe.

CONTROLE ET VERIFICATION DE LA SERIE VIRTUELLE DU PERMIEN

a) - Généralités :

Les courbes lithologiques du Permien sont construites par les observations et l'étude macroscopique sur le terrain. Des subdivisions ont été établies suivant l'évolution des termes de la série. Chaque courbe lithologique a été donc établie à partir d'une série virtuelle locale de plusieurs termes. Ceux-ci sur la coupe effectuée varient entre 8 et 12.

b) - Analyses des courbes relatives aux coupes du Permien

En étudiant les différentes coupes et les courbes lithologiques du Permien, on aperçoit nettement 6 niveaux différents et distincts dans toute la formation sédimentaire permienne.

Ces différents niveaux que l'on voit bien sur le terrain sont :

Le niveau I (formant tout à fait la base du Permien). Voir la coupe effectuée dans le ruisseau des Flachères.

La formation conglomératique et bréchique qui constitue l'extrême base du Permien montre une séquence oscillante décroissante. Ceci indique des retours au faciès continental de la base du Permien à brèche et conglomérat marquant un remplissage de bassin.

Le niveau II: ce niveau est constitué de séries de séquences complexes, dont les termes ne se répètent pas régulièrement. Il s'agit de la série rythmique. Il faut noter que cette disposition qui n'est pas rythmique est due à la mobilité tectonique du massif Hercynien voisin (le granite porphyroïde de Largentière).

Dans l'ensemble les termes de ce niveau montre une grande séquence positive, dont les formations détritiques grossières (conglomératiques) forment la base et le schiste le sommet.

Le niveau III: Le régime a nettement changé de style, la base qui est une formation grossière, correspond à une formation intermédiaire que l'on utilise pour séparer les deux niveaux II et III. Cette coupure est marquée par le passage brusque d'un schiste argileux (très finement lité constitué d'éléments très fins) à un grès grossier et un conglomérat (bien visible dans la vallée de la ligne hameau de Moulinet) ou bien par le passage brusque d'argilite rouge à un grès grossier (ruisseau des Flachères), qui résultent d'une forte arrivée de détritiques évoluant très rapidement pour s'achever sur des oscillations de fin de régime qui termine le niveau III.

A la forte arrivée détritique grossière (séquence négative) succède brusquement une formation fine (séquence positive). Ces termes se répètent assez régulièrement formant une série rythmique persistant dans tout le niveau.

Le niveau IV: Ce niveau étant caractérisé par des alternances de grès grossiers souvent avec des galets et argilites ou argiles. Ces apports terrigènes grossiers s'arrêtent très rapidement et un matériel vaseux à éléments fins lui succèdent. Ce renouvellement de matériel montre une grande séquence d'oscillations décroissantes car la zone de passage entre les deux niveaux IV et V est un schiste (voir le log effectué dans le ruisseau des Flachères).

Enfin, ce niveau illustre nettement les oscillations du socle cristallin.

Le niveau V: Le régime de la formation sédimentaire a complètement changé de style. Les apports détritiques désormais sont fins et on n'y voit plus de formation conglomératique.

Autrement dit, on est en présence d'une zone plus profonde, avec des mouvements du fond du bassin très atténués. Etant donné que ce niveau ne montre nulle part une coupe complète, les observations sur le terrain et le sommet de la coupe de la route D 223 montrent que les termes se succèdent assez régulièrement (ayant très souvent une épaisseur très variable; d'ailleurs l'épaisseur n'entre pas en ligne de compte dans le terme de séries virtuelles); donc il s'agit d'une série rythmique dans laquelle se répète grès fin et schiste ou bien grès fin-schiste ^{et} argilites. La courbe lithologique de ce niveau montre une grande séquence positive, dont la formation détritique fine (schiste) forme la base et le matériel très fin (argilites et schiste très argileux) le sommet.

Le niveau VI Le régime de la stabilité du fond augmente. Les apports terrigènes très fins prennent un rôle capital. A ceux-ci succèdent alternativement des formations détritiques beaucoup plus fines et du matériel franchement vaseux (argiles ou argilites franches). Ce niveau est bien différent du niveau sous-jacent, car d'une part il comporte du matériel plus fin présentant quelques ressemblances avec le niveau précédent et d'autre part tout à fait au sommet du niveau précédent ayant une surface d'érosion, surmonté par une formation de grès à éléments détritiques de taille moyenne, correspondant à une discontinuité entre les deux niveaux V et VI. D'après plusieurs observations sur le terrain et les coupes (de Chaune et celles de la route D 223), cette série montre localement une grande séquence positive, car la base est formée par un grès de taille moyenne et le sommet par des argilites franches.

* *

*

CHAPITRE II

S E C O N D A I R E

Avant d'entamer le mésozoïque, il est préférable de décrire les variétés des types de structure des ciments qui se présentent dans les sédiments détritiques couvrant le substratum cristallophylien, granitique et Permien.

INTRODUCTION.

a) - Le ciment.

Le ciment ou pâte fondamentale ou gangue représente généralement la partie la plus fine de la roche. Il constitue le remplissage total ou partiel des pores existants entre les particules détritiques, autrement dit le ciment lie les éléments clastiques (homogènes ou hétérogènes) ou les organismes, ou il lie les deux groupes. Il est difficile de séparer l'étude de la structure de celle de sa composition minéralogique et des néoformations minérales.

S'il est de dépôt primaire, le ciment a généralement recristallisé; lorsqu'il est secondaire, sa mise en place s'est réalisée par précipitation chimique suivant la nature minérale de cette matrice et des grains détritiques les structures peuvent être celles d'un simple dépôt pelliculaire ou de pores, ou bien des figures de corrosion et d'accroissement secondaire.

Quelle que soit son origine, le ciment apparaît donc comme une néoformation minérale; or classiquement, on qualifie de néoformation les minéraux qui s'installent de manière automorphe avec destruction des grains antérieurs.

La classification des figures structurales du ciment est mieux présentée par N.M. STRAKHOV (1957).

La nature minéralogique du ciment conditionne dans une large mesure sa forme dans la roche, cependant, il est possible dans tous les cas de définir la disposition du ciment par rapport aux grains détritiques.

b) - Les divers types de structure du ciment.

1° - Ciment basal fondamental : les grains détritiques présents ne sont pas en contact, le tassement est très faible. Exemple calcaire gréseux du Toarcien.

- 2° - Ciment remplissant les pores ; le ciment remplit les pores et les intervalles existant entre les éléments clastiques. Exemple, conglomérats mal cimentés et poreux de la base du Trias inférieur à Largentièrre (sondage Gx) ou grès assez fin à ciment blendeux ou plombifère appartenant au même étage dans le même région, (voir photo 7).
- 3° - Ciment pelliculaire ; le minéral de cimentation est disposé en couches minces autour des grains clastiques, une partie des zones poreuses demeure non comblée : exemple des grès à ciment philliteux qui est très fréquent surtout dans le Trias inférieur de Largentièrre et Aubenas (voir photo 8).
- 4° - Ciment poro-pelliculaire ; les grains détritiques sont entourés d'enveloppes d'une même composition minérale et la partie centrale des pores est remplie par un autre minéral, il en résulte que la composition globale est homogène, mais l'enveloppe des grains et la partie centrale ont une structure différente, exemple Trias inférieur, horizon blendeux de la vallée du Roubreau (voir photo 9).
- 5° - Ciment de contact ; le ciment n'existe qu'aux points de contact des grains détritiques, le ciment est soit original, soit plus souvent secondaire. Ceci ne s'observe que très rarement en lames minces faites dans le conglomérat de la base du Trias inférieur du fait de sa mauvaise consolidation.
- 6° - Ciment en tâches condensées ; il ^{est} inégalement réparti dans la roche souvent dans les plaques minces sous forme de tâches sporadiques. Il est le plus souvent combiné à un ciment d'un autre type ; par exemple le grès minéralisé en blende ou galène du Trias inférieur affleurant dans le lit de la Ligne (Pont de Recollets) (voir photo 10).
- 7° - Ciment de corrosion ; le trait distinctif de ce ciment se trouve dans une corrosion partielle des grains détritiques et dans leur substitution par le matériel de cimentation. Il peut se présenter comme variété du ciment basal de pores ou en tâches, exemple, les grès à ciment blendeux du Trias inférieur dans les rivières de la Ligne et Roubreau, ainsi que les marnes finement gréseuses du Callovien. (voir photo 11).
- 8° - Ciment de régénération ; la cimentation s'effectue par croissance des grains clastiques ; exemple quartzites du Trias inférieur (voir photo 12).

D'après son origine les types de ciment peuvent être subdivisés en deux groupes :

- 1) - Le ciment argileux ; il est apporté dans le dépôt sous forme d'une fine poudre terrigène mêlée avec d'autres particules de dimensions fines. Si le classement est très faible, ce ciment se conserve dans le sédiment, remplissant les intervalles entre les grains clastiques. "L'aspect minéralogique du ciment argileux ne s'établit qu'après la formation du dépôt au cours de la diagénèse et de l'épigénèse". La présence du ciment argileux est caractéristique des grès mal classés, comme le conglomérat de la base du Trias inférieur et la formation des ensembles grossiers du Trias supérieur où la roche est non consolidée.
- 2) - Le ciment chimio-gène ; il se forme par précipitation de minéraux à partir de solutions comblant les pores. Ces minéraux qui prennent naissance aux divers stades de formation de la roche peuvent se remplacer métasomatiquement les uns, les autres, le ciment chimio-gène se trouve habituellement dans des grès relativement bien classés où la présence de substances argileuses ne contrarie pas la formation et le déplacement des solutions.

I - TRIAS

Généralités :

Les formations triasiques jouent un rôle important dans la région étudiée, tant comme base de l'édifice des terrains secondaires en bordure Sud-Est du Massif Central français que par son intérêt minier.

Le commencement de la période triasique est caractérisé par la transgression du bassin sédimentaire mésozoïque qui occupera une partie considérable des zones continentales existant à la fin du Permien.

Dans la région de Largentière, la topographie de la surface anté-triasique expliquerait ainsi les variations de puissance des assises anté-triasiques (Permien) et l'importance de la sédimentation détritique lorsque la transgression progressait sur des reliefs encore accentués. Cependant, il semble que, la transgression triasique s'avance sur une pénéplaine parfaite. En fait, les premières formations triasiques se sont déposées sur une surface dont une partie des irrégularités avait déjà été comblé par les dépôts Permien et l'autre, dénudée et pénéplanée par l'érosion, mais qui comportait encore, par endroits, un relief non négligeable.

Celui-ci, dans la région de Largentièrre, était accentué au Trias moyen, par le jeu des failles (failles de Chassiers et de Malet) qui se fait sentir par des variations rapides de puissance des dépôts de cet étage.

Ces phénomènes sont réduits au Trias supérieur car on n'y voit, ni les variations d'épaisseur, ni les conditions de sédimentation du Trias moyen. Les sédiments triasiques à faciès littoral qui sont essentiellement soulignés par les formations détritiques, prouvent l'intense érosion des reliefs continentaux et des formations sous-jacentes. Pour cette raison, on trouve fréquemment parmi les formations du Trias de la région étudiée, des formations clastiques de couleur rouge et verte dont la matière semble provenir, en partie au moins, du remaniement des terrains Permien plus ou moins friables.

Dans la région de Largentièrre, les assises triasiques les plus inférieures sont nettement en discordance angulaire sur le Permien continental ; par exemple, à Védignac, le Permien montre un pendage de 15° N 140 E, alors que le Trias inférieur a un pendage de 6° N 140 E, dans la vallée de la Ligne près de Largentièrre, le Permien a un pendage de 15°, alors que le Trias inférieur a un pendage de 8° N 140 E.

Cette discordance doit être due à des mouvements tectoniques de la fin du Permien et du commencement du Trias qui ont même provoqué des changements importants dans la répartition des surfaces marines et continentales par suite des changements des conditions de sédimentation, au moins dans la région de Largentièrre.

La limite du Permien et des premières formations du Trias inférieur est en général, très facile à distinguer, soit qu'elle correspond à un épisode de sédimentation beaucoup plus grossier que les terrains sédimentaires sous-jacents (sur lesquels, comme les autres formations du

Trias, ces terrains reposent avec un pendage d'ensemble faible, vers le Sud-Est), soit parce que ceux-ci sont différents ; on peut aussi manier mais avec beaucoup de prudence, le critère de la couleur.

Paléontologie & stratigraphie du Trias

a) - Paléontologie :

Le Trias n'est jamais bien défini par les flores et faunes fossiles où même celles-ci font presque défaut.

Le docteur JOURDAN, dans sa note géologique et paléontologique sur Vals les Bains et ses environs, pourtant dans l'annexe du Recueil d'Observations Physiologiques et Cliniques sur les eaux minérales de Vals, Ardèche, du Dr. CLERMONT (1887), note que la base du Trias formée par un grès très quartzueux comporte des intercalations de couches plus fines d'un sable micacé contenant des débris de végétaux, parmi lesquels on reconnaît cependant, des restes d' *Equisitum Columnare*. Au-dessus, (partie moyenne) se trouvent des couches d'un calcaire dolomitique. Enfin, le Trias se termine par une alternance d'argiles vertes, rouges, violettes, dans lesquelles est intercalé du grès. Ces argiles ont livré bien rarement de faibles empreintes de feuilles de *Voltzia*.

D'une manière générale, dans le Trias, les fossiles sont extrêmement rares sinon absents, ce qui justifie les corrélations établies ici uniquement sur des données lithologiques.

b) - Stratigraphie

synchronologie avec le Trias Lorrain

La couverture sédimentaire d'âge triasique était, comme le signale M. BENOIT (1964), souvent le sujet de comparaison et même parfois définie comme homologue du Trias Lorrain. Dans la région étudiée, le Trias ne renferme presque toujours, ni végétaux caractéristiques, ni animaux fossiles : c'est pourquoi, il n'est pas facile d'établir, à l'intérieur de cette série, une chronologie valable propre à chacune des subdivisions que l'on y trouve, ainsi que d'effectuer des corrélations chronologiques précises entre le type des faciès triasiques et le type Lorrain. Les différentes études paléontologiques, stratigraphiques et sédimentologiques du Trias de l'Est de la France, en particulier le Trias Lorrain, effectuées par B. HAGUENAUER - R. LAUGIER - J. RICOUR (1961) (colloque du Trias 1962 - n° 5), sont en faveur de cette idée. D'autant plus que selon, J. LEVALLOIS (1837 - in LAUGIER) et selon LAUGIER lui-même (1961 p. 159) l'horizon à plantes (couches d'argile charbonneux) en Lorraine se localise sur le sommet du Keuper inférieur, tandis que d'après la division conventionnelle du Trias, relatée ci-dessous, dans cette région l'horizon à fragments charbonneux se trouve dans la partie supérieure (BOUTSANDSTEIN).

- Limite stratigraphique :

En accord avec la subdivision du Trias effectuée par J. RICOUR (1962) qui définit, dans son "étude sur la contribution à une révision du Trias français" les termes adoptés par le lexique stratigraphique international consacré au Trias de France (1956) qui considère l'ambiguïté du terme "Grès bigarré" envisagé dans le faciès germanique du Trias (page 10 - 11 - 1962), on peut attribuer et délimiter les formations triasiques ardéchoises à la subdivision suivante bien que, les faciès ne soient pas semblables aux faciès germaniques ni à tous autres.

Trias supérieur Keuper

<u>Trias moyen</u>	Muschelkalk Lettenkohle ((terrain de transition entre le Trias moyen et le Trias supérieur)
--------------------	--

<u>Trias inférieur</u>	Grès bigarré (partie supérieure de Buntsandstein) Buntsandstein (ensemble du Trias inférieur)
------------------------	--

A - Trias inférieur (Buntsandstein)

Généralités

Le terme inférieur du Trias se présente essentiellement par un ensemble de formations clastiques montrant très généralement, dans toute la région, un granodécroissement de bas en haut, il s'agit d'une séquence positive où l'on voit un grès conglomératique à la base et au sommet un grès fin et gris argileux. Suivant les variations granulométriques de ces dépôts détritiques, on distingue quatre termes lithologiques principaux passant insensiblement de l'un à l'autre, à savoir de bas en haut :

Buntsandstein :

- 1) - Grès conglomératique
- 2) - Grès feldspathique grossier
- 3) - Grès feldspathique fin
- 4) - Grès fin très argileux et marnes versicolores (= grès bigarré)

J'ai cartographié ces quatre termes dans un ensemble baptisé "Trias inférieur"

- 1^o) - Grès conglomératique : ce niveau constituant les premières formations du Trias inférieur, se présente partout dans la région de Largentièrre sauf au Nord-Est de cette ville, au hameau Chaune, où le Trias inférieur commence par un grès feldspathique grossier 2^o terme du Trias inférieur - voir coupe n^o 6 de l'annexe), et au nord d'Aubenas.

L'épaisseur de chacune de ces divisions varie : assez sensiblement en particulier dans la région de Largentièrre (voir figure de 7 à 19).

- Nature et taille des éléments :

a) Etude macroscopique -

Le grès conglomératique à l'affleurement apparaît en très gros bancs (de l'ordre de plusieurs mètres, montrant parfois des stratifications entrecroisées, quelquefois de fins joints marne gréseux s'y présentent : chacun de 10 cm environ. L'épaisseur de ces bancs, varie en général de quelques mètres à 12 m et ne dépasse jamais les 15 m environ. Dans ce grès, on remarque que des éléments sont souvent anguleux, parfois émoussés. Les éléments grossiers sont constitués, pour une grande partie, par des fragments de roches cristallophyliennes (schistes chloriteux, micaschistes, gneiss), quartz filonien ou quartz d'exsudation. La plus grande taille de ces éléments varie de 4 à 8 cm, la moyenne est de 3 cm. Ces galets quartzeux sont orientés dans presque tous les sens. Les granules et les dragées clastiques ayant une taille de 0,5 à 2 cm, sont très fréquents, parmi eux on note que dominant : le quartz de couleur blanche ou rose clair, les feldspaths blancs ou rosés, souvent altérés, enfin les fragments de roches plus anciennes. La roche est non consolidée, poreuse, très mal cimentée, ce dernier est argileux, vert, donnant à la roche une teinte verte, verdâtre ou gris-vert.

Dans la partie où les éléments phylliteux sont très pauvrement associés au ciment, la roche est grise ou gris clair. A Largentière même, dans les zones minéralisées à ciment argileux, les minéraux sulfurés métalliques s'y associent essentiellement la blende, la galène, un peu de pyrite et de marcassite. Les carbonates, sinon absents, apparaissent en très faible quantité.

b) - Etude lithologique à l'échelle de lames minces :

Grès conglomératique (rudite et arénorudite) à éléments extrêmement mal classés et parfois jointifs.

Le quartz détritique apparaît très abondamment en cristaux, souvent anguleux et parfois subanguleux de forme et de taille variées et constitue la partie essentielle de la roche. Les grandes plages de quartz, formées par de petits individus engrenés les uns dans les autres, montrant parfois une structure onduleuse et assez souvent, sont abondants. Les quartz automorphes ou subidiomorphes sont extrêmement rares. Les feldspaths, selon les différents échantillons se dessinent très abondamment ou, au contraire, assez pauvrement, soit en granules, soit en grandes plages roulées ou à peine roulées ou à anguleux. Ces deux dernières peuvent montrer leurs structures primitives, par exemple, structure poecilitique renfermant des minéraux de la roche primitive où ils ont pris naissance eux-mêmes, comme la biotite ou les cristaux automorphes, ou les gouttelettes et les vermicules de quartz ; dans ce dernier cas, on remarque parfois une structure graphique (cunéiforme). Ces feldspaths qui montrent ces structures sont des orthoclases, de temps en temps automorphes ou xénomorphes, intacts quelquefois damouritisés et rarement complètement altérés. A ces orthoclases s'associent des plagioclases acides : albite ou oligoclases ou bien albite-oligoclase ; ceux-ci sont rarement intacts, souvent poussiéreux, partiellement ou entièrement séricitisés. Le pourcentage des feldspaths potassiques (les orthoclases) et des plagioclases varie selon les différents échantillons mais ceux-ci se présentent presque toujours ensemble. On note alors rarement les granules de feldspaths perthitiques et de double macles microclines perthitiques. Entre les cristaux de feldspaths parfois imbriqués les uns dans les autres, se voit assez exceptionnellement quelques individus montrant une extinction irrégulière résultant des diverses positions de l'ellipsoïde des indices et des variations de l'angle d'axe.

Les minéraux associés à ces éléments principaux, sont :

Les micas : la biotite se montre en lamelles xénomorphes ou subautomorphes et se trouve rarement en inclusion dans les cristaux de feldspaths ou dans les grains de quartz. Dans ce dernier cas, elle est intacte. Le mica noir est généralement très peu représenté, soit en granules sporadiques, soit en fantômes partiellement ou entièrement altérés en une chlorite à très faible pléochroïsme ou transformés en mica blanc, laissant autour de ce dernier des traînées d'oxydes de fer brun jaunâtre (la limonite).

La muscovite : se montre en lamelles de petite taille, variée ou en très fines paillettes. Il provient assez souvent de la déferrification du mica noir et des autres minéraux ferromagnésiens se trouvant dans la roche ; il est soit rare, soit au contraire assez abondamment représentée. Quoiqu'il en soit, son pourcentage est toujours nettement supérieur à celui du mica noir. Enfin, parmi les autres éléments qui peuvent se trouver mais en très faibles quantités ou en traces, on peut citer : la séricite, participant au ciment de la roche en provenant souvent de l'altération des plagioclases, la chlorite, le sphène, le leucoxène ou l'association de ces deux derniers, le zircon parfois inclus, dans les feldspaths ou la biotite, le rutile sporadique ou inclus dans le quartz, la tourmaline verte ou brune à très faible pléochroïsme. Les carbonates (calcite) sont généralement absents ou se présentent en rares cristaux.

Il semble bien que ces cristaux de calcite soient d'origine feldspathique. En somme ici, la majeure partie du ciment non métallique est constituée de produits secondaires argileux et calcaires également d'origine feldspathique. Dans les passées argilo-gréseuses micacées, la calcite est fréquente en cristaux bien cristallisés.

Les minéraux opaques s'y présentent, soit en quantité notable constituant le ciment, soit en quantité très faible : dans ce dernier cas, en corpuscules inclus dans les cristaux de feldspaths ou des grains de quartz.

2°) - Grès feldspathique grossier

- Nature et taille des éléments

a) - Description macroscopique

Il se présente, à l'affleurement, en strates bien régulières, l'épaisseur de chaque banc oscille ordinairement entre 0,20 et 0,50 m assez rarement de l'ordre du mètre, encore plus rarement il atteint les 2 m environ.

Parfois les bancs s'amincissent assez brutalement ou, au contraire sensiblement et se terminent en biseau (voir la coupe d'Ucel n° 7 de la partie annexe). Ce niveau montre dans son ensemble une séquence positive : à la base, un grès feldspathique grossier (où la taille moyenne des éléments est de l'ordre de 0,5 à 1 cm et l'on trouve aussi de rares galets de quartz, assez mal arrondis - de 4 à 5 cm) au sommet, un grès relativement fin. Il serait, dans bien des cas, plus exact d'attribuer à ces roches le nom de brèche plutôt que celui de grès ; si l'on s'en rapporte aux définitions classiques. Par exemple CARROZI (1953 page 35) décrit "pratiquement la présence d'une proportion raisonnable, environ 10 % d'éléments supérieurs à 5 mm de diamètre, suffit pour justifier l'appellation de conglomérat ou "de brèche, bien que la majorité des constituants soit de taille nettement inférieure".

Dans ce niveau à grano-décroissement progressif, de bas en haut, on note pourtant d'assez nombreuses récurrences gréseuses grossières, des intercalations de couches d'argilites ou de marnes multicolores (vertes et noires), gréseuses fines, micacées, parfois riches en rognons ou petites miches et dolomie (voir la coupe d'Ucel n° 7 dans l'annexe).

Ce grès grossier, souvent à ciment argileux, ne montre aucune effervescence à l'action du ClH 15 %, il est peu cohérent, parfois très peu poreux à sa base ; le calibrage des grains détritiques est très mauvais. Le quartz détritique prend également une très grande proportion. Les feldspaths sont relativement fréquents, de teinte blanche ou rosâtre, souvent kaolinisés ; à ces éléments clastiques s'associent souvent de pseudo-galets d'argilites vertes micacées, fréquemment gréseuses qui proviennent sans doute du délabrement de lits argileux sous-jacents.

Les paillettes de muscovite miroitant au soleil quand elles sont abondantes, donnent une couleur argentée à la roche. Les points ferrugineux sont presque partout présents. La base de ce niveau, affleurant au bord de la route entre la ferme de Chaune et Vedignac (au Nord-Est de Largentière) est très ferrugineuse, cette partie étant ovoïde à la base. Au fur et à mesure que l'on monte dans l'étage, les bancs deviennent assez riches en éléments ferrugineux mais de façon discontinue tant sur une même verticale que horizontalement (voir la coupe du hameau Chaune n° 6, dans l'annexe). L'épaisseur de ce niveau est variable selon ses endroits :

Au Nord d'Aubenas, dans le sondage n° 63 - 63 - l'effectué par la S.M.M.P., au lieu dit Jumel (Saint Julien du Serre) (X = 763,700, Y = 263,200) et également dans la coupe d'Ucel, il a une puissance de 14 m environ.

Dans la région de Largentière, sa puissance en général, ne dépasse pas les 20 à 25 m environ.

Les géologues de la S.M.M.P. et de la S.N.P.A., selon l'étude de leurs sondages effectués dans la région de Largentière Villeneuve de Berg et Vallon (Ardèche) donnent dans leur rapport inédit (1962), l'épaisseur de l'ensemble du niveau du grès conglomératique de base et du grès feldspathique grossier de Largentière, de l'Ouest à l'Est, à savoir :

- 35 m à la tour de Brison (10 km à l'Ouest de Largentière)
- 20 à 25 m à Sanilhac
- 15 m dans la région du Roubreau
- 10 m dans la zone du sillon minéralisé (1)
- moins de 5 m dans les sondages effectués par S.N.P.A. à Villeneuve de Berg & à Vallon.

La distinction de ce niveau avec le précédent s'effectue par :

- La diminution des clastiques très grossiers, en particulier des galets de quartz et des fragments du socle cristallin.
- Diminution de taille des éléments roulés:
- Apparition assez fréquente des intercalations de couches d'argilites sableuses vertes, micacées et de sables argileux ou marneux.

b) - Description microscopique

Grès grossier à tendance feldspathique où les clastiques ont un très mauvais calibrage ; le ciment est constitué d'ordinaire par des éléments phylliteux, dans la zone minéralisée, auxquels s'associent les minéraux sulfurés métalliques : la blende, la galène, la pyrite et la marcassite. On remarque souvent au microscope que les éléments clastiques sont imbriqués les uns contre les autres, parfois sans ciment. Les éléments constitutifs ont une plus grande analogie avec ceux du niveau précédent cités ci-dessus, sauf dans leur taille qui est nettement inférieure, surtout quand on monte dans la série.

(1) Les géologues de la S.M.M.P. ont donné le nom de "Run" à ce sillon, sans en donner une explication et sans considérer la localisation, sa direction et sa situation paléogéographique. Plus haut dans le chapitre métallogénique P. 313 j'ai expliqué toute la particularité de ce sillon.

Le quartz en est le constituant essentiel, il se présente en grains anguleux ou subanguleux, de taille assez petite et constante, ou au contraire, de toutes tailles, selon les différents échantillons, quelques uns montrant une structure engrenée. Les individus quartzeux contiennent parfois, en inclusion, quelques baguettes prismatiques fines d'apatite. Assez souvent, ces grains sont jointifs ou bien, entre ceux-ci, on remarque de grandes plages composées de fins individus engrenés avec une structure onduleuse. Ces plages proviennent du délabrement des formations des roches cristallines. Les feldspaths sont assez abondamment représentés en cristaux, souvent à angles vifs ou subanguleux et sont pour une grande partie, partiellement ou complètement altérés. Parfois aussi, ils se présentent en cristaux subautomorphes plus ou moins poussiéreux. Entre ces plages de feldspaths, il y a des orthoclases en grandes plages et très nombreux. Parfois, les plagioclases maclés selon la macle de l'albite, sont peu représentés sinon absents. Les autres minéraux clastiques qui accompagnent ces minéraux principaux et qui sont en faible quantité sont :

Le mica blanc qui se trouve en lamelles ou en fines paillettes, parfois abondantes. Le mica noir se montre plus ou moins altéré et en fantôme, très rarement intact. La séricite, la chlorite souvent parsemée, provenant de l'altération des autres minéraux, montre un très léger pléochroïsme vert clair ; le leucoxène ; la tourmaline isolée, rarement groupée en plusieurs petits cristaux brun-verdâtres, allongés ou légèrement arrondis, de temps en temps incluse et orientée dans les cristaux de feldspaths ; le pyroxène isolé, l'apatite ; l'épidote étant xénomorphe est disséminée ; le rutile apparaît soit xénomorphe, soit automorphe, parfois il est intimement associé au leucoxène.

L'oxyde de fer (limonite apparaît en général très peu, la pigmentation résiduelle de l'oxyde de fer se plaçant de temps en temps sur les contours des cristaux, permet de restituer les formes de chaque individu des éléments constitutifs. D'ailleurs cette pigmentation rouille est assez souvent uniforme et donne à la roche sa teinte brun rouille.

Les associations de minerais opaques (blende, galène, pyrite, marcassite) prennent une proportion importante, en particulier dans la zone minéralisée plombo-zincifère de Largentière, ils constituent la partie essentielle du ciment et de la roche.

3°) - Grès feldspathique fin

Caractères généraux :

- Ce niveau est présenté par la répétition assez fidèle de la succession suivantes :
 - Grès plus ou moins grossier
 - Grès fin arkosique
 - Argiles sableuses ou marnes grises ou noires gréseuses.
 - Les couches sont bien stratifiées. Parfois elles se terminent en biseau. L'épaisseur moyenne de chaque couche est de l'ordre de 0,45 m environ, parfois d'un mètre, exceptionnellement de 1,80 m environ.
 - Les intercalations des couches marneuses noires schistoïdes micacées gréseuses de l'épaisseur variable de 10 à 40 cm environ présentes à ce niveau, comportent parfois des débris charbonneux. Le niveau charbonneux se localise généralement à 50 m de la base du Trias, par exemple :
 - a) - Au Sud d'Aubenas - la région de Largentièrre dans les sondages carotés par la S.M.M.P. on y trouve
 - Dans le sondage G X (voir coupe n° 8 dans la partie annexe), entre 33,69 m - 33,99 de base.
 - Dans le sondage V V au lieu dit Mas du Bos de 42,25 - 49,10 m de la base.
 - b) - Au Nord d'Aubenas -
 - Dans le sondage n° (63 - 63 - 1) entre 30,60 - 36,00 m de la base.
- Dans le même sondage on trouve également dans les chales gris noirs de 70,50 m de la base des débris charbonneux.
- c) - Dans la région entre Aubenas et Largentièrre :
 - Dans les affleurements qui se trouvent au bord de la route (R.D. 435) entre Mercuer et le lieu dit de Daüs, dans les mêmes formations que celles citées ci-dessus, (marnes noires ou gréseuses) sur une épaisseur de 20 cm, on trouve des fragments charbonneux.
 - Les bancs de grès sont souvent cohérents avec quelquefois des fentes de dessiccation.
 - Dans ces formations les éléments phylliteux sont plus abondants en particulier au sommet de ce niveau.

- La perméabilité de la roche diminue avec sa compacité et augmente avec la nature du ciment.
- Le ciment est constitué par les éléments phylliteux (argiles vertes), des carbonates, parfois le sulfate de baryum que l'on trouve uniquement dans la région de la vallée du Roubreau.
- De manière générale, le ciment siliceux est très abondant, c'est pourquoi on y trouve toute la gamme de transition entre un grès quartzite et un quartzite franc.
- Le ciment siliceux varie même dans un même banc dans le sens horizontal comme dans le sens vertical.

Tous ces caractères généraux différencient ces niveaux des précédents relatés plus haut.

B) - Autres caractères macroscopiques

- La formation des stratifications entrecroisées se trouvant dans la base de la lentille minéralisée de la vallée du Roubreau, illustre un processus d'accumulation rapide par courant sur une pente nulle ou irrégulière, avec alimentation abondante.

Dans le lieu dit de Daüs (région d'Ailhon) on trouve, par endroits de petites fentes de dessiccation, dirigées dans toutes les directions ayant chacune de 20 à 25 cm de long et 0,15 cm de large. De plus, ces structures ressemblent à de fins dykes de grès particulièrement celles qui ont un aspect irrégulier.

- Macroscopiquement, la roche exposée aux intempéries est grise, gris clair, brun clair, brun noirâtre, brun rougeâtre à cause de la pigmentation de l'oxyde de fer, gris vert par l'abondance d'éléments phylliteux verts ; mais la roche fraîchement cassée est grise, gris clair, gris verdâtre, beige clair, enfin blanche. Elle est cohérente ou friable et quelquefois assez riche en paillettes de mica. Les fractions détritiques ont la taille beaucoup plus petite (0,13 mm en moyenne), elles peuvent atteindre parfois 1 cm de diamètre et très exceptionnellement 2 cm environ ; à ces éléments roulés s'associent assez souvent, en particulier tout à fait à la base de ce niveau, de pseudo galets d'argilites vertes, richement micacées, un peu gréseuses, qui proviennent de la dénudation des lits argileux micacés, sous-jacents. Les dépôts sont plus homogènes, les grains mieux classés, la proportion des minéraux est différente, le quartz est beaucoup plus abondant que les feldspaths.

De temps en temps, ils comportent de nombreuses géodes tapissées par de la silice fibreuse blanche et parfois par de la barytine en larges fibres de teinte blanche, blanc rosé ou rosâtre. L'existence de taches et de points ferrugineux, tantôt en faibles quantités, tantôt très abondants, est un des caractères persistants dans toutes ces formations.

- Les roches à ce niveau ont depuis toujours intéressé les habitants de cette région car elles ont les nombreuses qualités demandées à une pierre à bâtir : possibilité de débit en blocs ou en dalles assez bien taillées, dureté satisfaisante, résistance aux agents atmosphériques, aspect agréable, etc.... ainsi qu'un accès facile au gisement.

C) - Caractères lithologiques à l'échelle microscopique

En lames minces suivant les différents échantillons, on remarque toute une gamme de variétés de grès tant de par la granulométrie et la proportion des éléments clastiques, parfois authigènes, que par le ciment très varié. On trouve des grès fins ou grossiers, des grès arkosiques, des grès quartzitiques plus ou moins carbonatés, chercheux à structure détritique cristallisée, des grès quartzites et même des quartzites. La taille des clastiques, en général, est petite et constante mais les récurrences des formations qui ont des clastiques de toute taille ne sont pas rares. Donc on est tantôt en présence de bons calibrages des grains clastiques (arénite) tantôt, au contraire en présence d'un très mauvais classement (arénorudite ou arénite). La cimentation est variable, parfois les grains sont en grande partie jointifs, tantôt ils sont cimentés par des éléments phylliteux ; dans ce cas, ces éléments ne sont pas abondants et ils se présentent comme une fine pellicule autour de grains clastiques, tantôt les clastiques sont fortement cimentés par la silicification ce qui est le cas le plus général, particulièrement dans la région de Largentière où la silicification même dans un banc à l'échelle décimétrique, parfois même centimétrique varie dans le sens vertical comme dans le sens horizontal (voir les coupes de la lentille de Roubreau n° de 9 à 14 et le sondage G X coupe n° 8 décrites dans la partie annexe) où les carbonates apparaissent dans le ciment en proportions différentes.

A Largentière, dans la zone minéralisée plombo-zincifère où ces ciments s'unissent aux sulfures métalliques (blende, galène, pyrite, marcassite et au sulfate de baryum), dans ce cas, le pourcentage des minéraux sulfurés peut varier entre 1 et 45 % environ.

Le ciment de la roche a presque toujours une structure très largement cristallisée comme c'est le cas des carbonates mais sûrement on note une structure microgrenue du ciment comme dans le cas de la silice.

Les grains de quartz apparaissent très abondamment comme éléments essentiels de la roche, en cristaux isogranulaires, grenus en mosaïque, souvent anguleux, subanguleux ou parfaitement à angles émoussés, mais parfois sub-automorphes ou automorphes souvent en sections hexagonale (en prisme allongé), ceux-ci sont plus ou moins fréquents, et presque caractéristiques dans les formations où le ciment sulfuré métallique a une proportion assez notable et qui entoure les clastiques quartzeux. Parfois ces cristaux automorphes, s'associent à un ciment calcitique bien cristallisé, montrant une structure interstitielle. Le quartz à extinction onduleuse est fréquent, on remarque de nombreux microgalets de quartzite et rarement des grains de quartz à structure graphique. De temps en temps, la majorité de ces granules quartzeux a subi un nourrissage secondaire total ou non. Il en résulte le développement dans la roche d'îlots à structure quartzitique, parfois à réalisation incomplète, qui laissent subsister des vides en forme de coins. Parfois les individus quartzeux peuvent contenir des paillettes de mica ; on note exceptionnellement quelques grandes plages de quartz brisés et cicatrisés par de très fins grains quartzeux. Il n'est pas rare de trouver des granules de quartz corrodés et remplacés par le ciment calciteux ou sulfuré (blende). La silice à structure microgrenue se cristallise, en général, au bord des plages de quartz et remplace souvent le ciment carbonaté, ce qui est le cas pour les affleurement de la vallée de la Ligne - Pont des Recollets (voir coupe n° 16 dans la partie annexe) où elle se présente, parfois en taches (voir photo 10).

La calcédoine est quelquefois abondante (sondage G X à 37,68 m de base de Trias) et montre une structure sphéroïde et fibreuse.

Les feldspaths sont ordinairement assez nombreux avec une proportion à peu près pareille à celle d'une arkose si on s'en rapporte aux définitions classiques de l'arkose ou même parfois cette proportion peut approcher les 35 %, d'où les noms : arkose et grès arkosique ou grès feldspathique destinés à ces formations. Il n'est pas rare cependant d'être en présence d'un grès assez pauvre en feldspaths. Ceci se fait sentir quand on monte vers le sommet de ce niveau. Ces feldspaths clastiques apparaissent en granules subanguleux ou sub-automorphes, rectangulaires. Quelques uns d'entre eux, contiennent des vermicules ou gouttelettes de quartz. Ils sont selon les différents échantillons tantôt intacts, tantôt partiellement ou entièrement damouritisés (orthoclases) et séricitisés (plagioclases). Entre ces feldspaths, on remarque les orthoclases qui apparaissent d'ordinaire en grandes plages poecilites, parfois fracturées ou ayant une taille nettement plus grande que celle des autres clastiques ; ils sont moins altérés par rapport aux plagioclases. Ceci montre que les variétés de feldspaths ne réagissent pas de la même façon à l'action atmosphérique, les types potassiques résistent mieux dans une certaine mesure que les types calco-sodiques.

Ceux-ci sont très acides, on voit surtout de l'albite, presque toujours maclée polysynthétiquement. Les cristaux d'albite nettement reconnaissables à leur relief, plus faible que celui du quartz, montrent parfois une frange authigène visible à cause d'un anneau d'impureté visible en lumière naturelle. Cette auréole de néoformation et le feldspath lui-même sont remplacés, soit par le ciment sulfuré métallique, soit par les carbonates et le sulfate de baryum. Les feldspaths d'aspect légèrement trouble sont représentés par quelques cristaux à double macle microcline - perthitique. Quelques fragments de feldspaths contiennent des cristaux de quartz pouvant même être engrénés les uns dans les autres.

D'autres minéraux, moins abondants, existent tantôt en faible quantité, tantôt en traces, savoir :

- La biotite, étant généralement peu nombreuse, parfois même absente, elle est rarement intacte, souvent en fines paillettes, rarement en cristaux lamellaires. Parfois, les paillettes sont plus ou moins tordues. Une grande partie de celles-ci sont soit ternes et altérés, en phyllites, soit en fantômes.

Les cristaux de mica noir, inclus dans la plage de quartz, peuvent être exceptionnellement automorphes ; le mica blanc est ordinairement plus abondant que la biotite qui ne se trouve jamais en grandes lamelles mais toujours en fines paillettes courtes ou allongées et en aiguilles s'associant aux éléments de la cimentation : elle peut être inclus dans les feldspaths en paillettes allongées ; le leucoxène est presque toujours présent en petits amas dispersés, parfois il s'unit au sphène qui est beaucoup moins abondant. Ce dernier se présente très exceptionnellement en cristaux automorphes (en section losangique) ; l'épidote, le rutile se trouvent isolément ou associés aux grains clastiques du sphène ; le zircon, toujours en très fins cristaux ou en prismes allongés ; la tourmaline en granule roulé de couleur verte ou brune à très faible pléochroïsme. De temps en temps, elle est partiellement altérée, parfois elle est renfermée par les grains de quartz, les cristaux authigènes de la tourmaline n'ont jamais été aperçus. Quelques corpuscules de minerai opaque se trouvant dans les plages de quartz, semblent s'être formés au cours de l'individualisation du cristal.

- Les éléments phylliteux très fins qui sont assez souvent présents dans le matériel de la cimentation, se montrent en proportion variable, parfois en quantité très notable. Il est à noter que, dans les sondages de : G X et V V, dans les niveaux à débris charbonneux, ces derniers apparaissent souvent en éléments très fins dont le grand axe est souvent orienté suivant la stratification.

- Lentille minéralisée du Roubreau

A) - Etude macroscopique

Une seule lentille minéralisée en sulfures métalliques (voir les coupes n° de 9 à 15 dans la partie de l'annexe) est reconnue à Largentière, même en aval de la vallée du Roubreau où elle est mise à jour par entaillement de ce ruisseau (le Roubreau) et où affleure presque entièrement le long du lit de ce ruisseau suivant une direction N 130 E où l'on peut la suivre sur 400 m environ. Les couches de cette lentille présentent un pendage faible et régulier, en particulier au sommet de la lentille dirigée vers le S.E. Toutefois, il semble que la lentille soit un peu basculée au N 20 E (ou S.O). Sa puissance ne dépasse pas, dans l'axe de la lentille 7 m environ. Elle est bien localisée dans la formation du Trias inférieur, juste avant les formations appartenant à la zone de transition du Trias inférieur au Trias moyen.

Dans cette lentille, on note sur 1,20 m environ des formations de dolomie directe, un peu gréseuse, très peu argileuse, verte, rosée en surface d'affleurement, gris ou gris vert en profondeur. Bien stratifiée en couches de 35 cm environ qui sont séparées par des joints et des passées d'argilites renfermant des fragments de dolomie.

Bien que dans le Trias inférieur, on ne trouve pas partout des niveaux dolomitiques, il faut admettre que la formation du niveau dolomitique du Trias inférieur pour la région étudiée a du commencé à partir du début du grès grossier feldspathique, au moins par endroits car dans la coupe d'Ucel (n° 7 décrite dans l'annexe), on remarque qu'à la base du niveau de grès feldspathique grossier entre 30,30 - 31,05 m de base, les intercalations des couches d'argilite renferment abondamment des nodules de dolomie beige, parfois très peu gréseuses à structure microgrenue, un peu détritique, cristallisée. Ces couches ne montrant pas une épaisseur constante sont surmontées par des niveaux de grès grossier. Tout ceci, montre d'une part que les rognons de dolomie dans les argilites (brèche molle) viennent par délabrement de lits dolomitiques formés avant et d'autre part, la variation d'épaisseur des couches argileuses et la formation plus grossière reposent sur ces dernières et correspondent à une autre reprise de la dynamique d'apport. Les coupes finement détaillées de cette lentille (voir l'annexe, coupes de 9 à 15) donnent la succession et les caractères lithologiquement et pétrographiquement qui ressemblent beaucoup à ceux du niveau du grès feldspathique fin dans lequel elle est intercalée, c'est pourquoi, je me contenterai de signaler quelques particularités, de bas en haut de cette lentille : dans l'axe, quelques strates inférieures se terminent en biseau là où la stratification entrecroisée est nette.

Ici, les bancs ont une épaisseur moyenne de 0,20 m environ ; au milieu de la lentille 0,30 m et au sommet 0,40 m environ. Un gros banc dolomitique étant stratifié à l'intérieur par la surface de stratification, résiste bien aux agents atmosphériques et, au-dessus, viennent successivement quelques couches d'arkose blanche à grains fins, assez finement litées ayant l'aspect du grès silstiques. Enfin, au-dessus repose un gros banc, vaguement stratifié, à grains grossiers. L'épaisseur de ce banc, au milieu de la lentille, est visiblement bien plus épais (1,50 m) que ses contours (0,80 ou 1,10 m). Enfin, les formations de cette lentille se terminent par une passée argilo-gréseuse verte passant localement à un grès très argileux vert d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

B) - Description micrographique

Dans les formations du grès de cette lentille on peut déterminer au microscope les minerais suivant que je cite par ordre de fréquence décroissante, ayant la même particularité que j'ai citée pour le grès feldspathique fin :

- Quartz, feldspaths, muscovite, séricite, leucoxène, rutile, tourmaline, la biotite est rare, des traces d'oxyde de fer. - Le ciment siliceux, barytine, phylliteux est rarement carbonaté. La particularité la plus remarquable de ce grès, est la silicification assez poussée - la proportion notable des feldspaths assez intacts, aux formes bien conservées et la présence de la barytine, en proportion variable, de toute taille, de toute forme. La silicification apparaît en toutes gammes, tant à l'échelle du terrain, qu'à l'échelle macro et microscopique.

4° - Grès fin à ciment argileux et le niveau d'argiles multicolores. (= grès bigarre)

(zone de transition du Trias inférieur au Trias moyen).

Le passage du Trias inférieur au Trias moyen est caractérisé :

- a) - Par une accentuation des conditions du bassin de sédimentation, ce qui a provoqué partout dans la région, une sédimentation continue passant par des formations détritiques indiquant un apport clastique important à faible transport aux formations fines montrant un milieu plus calme à apport faible et à transport important.
- b) - Augmentation d'une proportion de ciment argileux, voire carbonaté.
- c) - Apparition de bancs de plus en plus fins.
- d) - Des intercalations de fins bancs gréseux dolomitiques.

Enfin, le grès feldspathique fin, passe assez insensiblement aux argilites généralement vertes, parfois un peu gréseuses auxquelles s'associent d'une assez capricieuse façon des argilites rouges finement micacés.

Au-dessus, viennent des formations marneuses dures, un peu carbonatées, assez finement litées, s'associant à des alternances de marnes gréseuses ou grès à ciment très argileux, marneux et carbonaté.

Dans la région de Volpilliaire ces formations s'unissent à de petits niveaux de gypse massif.

Il est à noter que les argiles vertes se présentent presque partout et constituent un très bon repère stratigraphique entre le Trias inférieur et le Trias moyen.

- Signification des divers faciès du Trias inférieur :

1 - L'instabilité du fond de la sédimentation. Dans la formation détritique du Trias inférieur nombreux phénomènes de sédimentations tels que : l'existence de stratifications entrecroisées, variations d'épaisseur d'un banc, les couches renfermant des éléments des dépôts antérieurs en rognons ou en niches (cas des dolomies rognonneuses dans les intercalations d'argilites) montrant de délabrement des lits du dépôt précédent par des dynamiques d'apport, stratifications obliques, récurrence brutales des formations clastiques plus grossières, c'est-à-dire, reconstitution des séquences brutalement négatives. Tout ceci, prouve l'instabilité des fonds au cours de laquelle les dépôts du Trias inférieur se déposaient. Bien qu'en général, les différentes formations aient subi moins de variations et de dérangements en faveur de cette instabilité, au moins locale et l'on peut dire que :

L'augmentation très notable des proportions de feldspath parfois avec leur forme bien conservée dans l'accumulation des éléments clastiques, prouve, d'une part, l'existence d'une érosion et d'une sédimentation avec un apport important et rapide et, d'autre part, le rajeunissement des reliefs érodés par exhaussements répétés du continent.

2 - Coloration en points ou en taches.

Les taches et les coloris rouges de ces grès sont dûs à la présence de croûtes très fines d'oxyde de fer (limonite) qui recouvrent ou imprègnent les grains de grès ainsi qu'à l'addition de ces oxydes au ciment de grès et à la masse des roches argileuses.

La formation de cet oxyde est favorisée et peut être même conditionnée par la destruction des éléments ferrifères provenant de la dénudation des roches anciennes éruptives supportant tous les processus de l'altération atmosphérique, pédologique ainsi que les déformations au cours de la sédimentation et de la diagénèse, telle que la décomposition de la biotite dans un milieu de sédimentation qui conduit à la formation de la limonite (A.E. ALEXANDER 1934 in CAROZZI 1953). Ceci est remarquablement visible dans les lames minces effectuées dans ces grès dont la biotite est presque toujours, soit en fantôme, soit entièrement déferriée et altérée en éléments phylliteux en laissant des traînées limoniteuses autour de ce produit.

3 - Les cristaux de sel gemme.

Le développement des cristaux de sel gemme à la surface et à l'intérieur des bancs gréseux avant les dépôts d'une nouvelle passée gréseuse, suppose un milieu proche de l'émersion où les eaux d'impregnation du sédiment arrivent à se saturer. Le retour à la nouvelle sédimentation a dû être suffisamment calme pour n'avoir pas détruit les cristaux pointant hors du grès dans lequel ils se trouvent.

4 - Le milieu lagunaire.

Les contre-empreintes, les pseudomorphes, les cavités de dissolution des cristaux de sel gemme, parcouru en outre par des fentes de dessiccation existant dans le grès feldspathique fin (de la région d'Ailhon) prouvent un milieu lagunaire à émersion intermittente.

- 5 - Les minerais argileux présents dans le Trias inférieur (du bas au sommet) étant déterminés par diffractométrie sur 17 échantillons en provenance du sondage G X (Largentière), sélectionnés suivant le changement de faciès, sont rapportés à l'illite (voir le tableau n° 1). L'abondance d'illite dans le ciment de grès (dans la roche et les niveaux argileux ainsi que l'absence de kaolinite confirment la nature lagunaire du sédiment.
- 6 - Les empreintes et des contre-empreintes de pas de cheirothérium (Dr. JOURDAN 1870 op. cité) qui se trouvent dans le grès assez grossier du sommet du Trias, au lieu dit de Daüs (Ailhon) prouvent que le bassin de sédimentation de cette époque n'était pas profond.

Côte au-dessus du sommet du Permien	N° de l'échan.	MONTMORIL- LONITE	CHLO- RITE	ILLITE inter- strati- fiée	KAOLI NITE	Minéraux non argileux	ETAGE	Nbre Echantil. en analyse
<u>Mètres</u>							*	
41,58	L ¹	-----	-----	10	-----	-----		1
38,96	L ³	-----	-----	10 (IV)	-----	-----		2
38,01	L ⁶	-----	-----	10 (1m)	-----	quartz		3
36,27	L ⁸	-----	-----	10 (10)	-----	quartz	T	4
35,50	L ¹⁰	-----	-----	10	-----	-----	R	5
34,10	L ¹²	-----	-----	10 (1m)	-----	-----	I	6
33,69	L ¹⁴	-----	-----	10	-----	-----	A	7
28,62	L ¹⁶	-----	-----	10	-----	-----	S	8
25,89	L ²⁰	-----	-----	10 (1m)	-----	-----		9
20,60	L ²²	I	-----	9	-----	-----	I	10
18,00	L ²⁴	-----	-----	10 (1m)	-----	-----	N	11
17,37	L ²⁵	-----	-----	10 (10)	-----	quartz	F	12
15,65	L ²⁶	-----	-----	10	-----	-----	E	13
10,90	L ²⁹	-----	-----	10 (10)	-----	quartz	R	14
8,40	L ³¹	-----	-----	10 (IV)	-----	-----	I	15
4,40	L ³⁴	-----	-----	10	-----	-----	E	16
1,70	L ³⁸	-----	-----	10	-----	-----	U	17
- 3,50 (1)	L ³⁹	-----	-----	10 (10)	-----	-----	Permien	18

TABLEAU N° 1

* Zone de passage du Trias inférieur au Trias moyen

(1): 3,50 au-dessus du sommet du Permien .

: Les 18 analyses citées dans ce tableau appartiennent au sondage G X effectué au lieu dit "Coupes" (Largentière) et sont sectionnées suivant la variation de faciès à partir du sommet du Permien jusqu'à la zone de transition allant du Trias inférieur au Trias moyen.

B - Trias Moyen (Muschelkalk)

Généralités -

Les dépôts du Trias moyen présentent une concordance parfaite dans toute la région étudiée avec ceux du Trias inférieur. Comme il a été dit plus haut, le passage du Trias inférieur au Trias moyen s'effectue par un grano-décroissement aboutissant à une série d'argilites, puis à une série de marnes noires assez finement stratifiées, un peu gréseuses et carbonatées comportant des alternances de petits bancs calcaréodolomiques.

Ceux-ci passent à des formations de marnes indiquant un milieu de sédimentation à faible apport clastique ; qui dure presque pendant toute la période du Trias moyen, au cours de laquelle se sont formés trois termes fondamentaux dans un bassin peu profond, à savoir de bas en haut :

- 1) - Séquences de marnes noires très finement litées à intercalations de fins lits calcaréodolomitiques faisant gréseux.
- 2) - Séquence calcaréo-dolomitique et dolomie beige, rosé, gris, compacte.
- 3) - Séquences marno-dolomitiques comportant au sommet des intercalations de bancs bréchiqques.

Ces formations marno-dolomitiques caractérisent le Muschelkalk, elles sont altérables par les agents atmosphériques, en particulier les formations marneuses au sommet de cet étage, elles constituent partout des terrains plats à pente douce cultivée et des prairies de quelque étendue. Cette physionomie de l'étage marneux donne dans la topographie presque un aspect de contraste par rapport au Trias moyen et au Trias supérieur entre lesquels il se localise, c'est pourquoi la reconnaissance de cet étage sur le terrain, est généralement facile.

1 - Séquences marneuses noires très finement litées à
à intercalation de fins lits calcaréo-dolomitiques
finement gréseux.

Ce niveau est constitué essentiellement par des marnes et des argilites, tendres ou dures, parfois un peu carbonatées, pas ou peu gréseuses, de temps en temps micacées de couleurs grises, gris verdâtre, vertes jaunes, noires lustrées à éclat charbonneux, d'aspect schisteux, brunes ou enfin ferrugineuses ; très finement feuilletées, presque toujours plissotées et tourbillonnaires dans la région de Largentière où elles comportent peu ou abondamment de nodules ou même de passées fines de silice gris clair ou blanches.

Ces nodules ont un diamètre variant en moyenne de 0,2 à 3 cm environ, donnant parfois un aspect pisolithique à la roche. Dans ces marnes, s'intercalent :

- a) - Assez fréquemment de très fins bancs calcaréo-dolomitiques, compacts, parfois un peu gréseux, dont l'épaisseur varie entre 0,2 et 0,10 m pouvant exceptionnellement atteindre 0,50 m. La couleur de ces petits bancs est beige ou beige pâle. Ils sont géodiques, fracturés, remplis de calcite blanche. Ces intercalations de bancs carbonatés augmentent au fur et à mesure qu'on monte dans l'étage dans lequel ces intercalations de bancs dolomitiques sont assez souvent soulignées par des joints fins marneux un peu micacés.
- b) - A ces intercalations s'associent de temps en temps des liserets contournés de grès fin macroscopiquement à bon calibrage et de silts blancs ou jaunâtres peu ferrugineux et finement stratifiés.
- c) - Dans la région de Largentière, les dépôts sulfatés s'unissent aux intercalations citées, ci-dessus là où la zone comportant des dépôts sulfatés est limitée à la région à l'Est de la faille de Mallet, c'est-à-dire, orientée N. NE. et S. SO. Ces dépôts sulfatés étant de deux types anhydrite et gypse se présentant ordinairement en bancs épais de quelques centimètres à plusieurs mètres et parfois en fins liserets ou en remplissage de joints. Ces dépôts persistent depuis le début du Trias moyen jusqu'à son sommet. Ils sont fréquents au voisinage des dépôts calcaréo-dolomitiques formant le niveau médian du Trias moyen et encore plus abondamment au-dessus de ce niveau. Ils sont de couleurs variées : gris, gris blanchâtre, rose, rose clair, translucides.

A Chaune dans les anciennes galeries de minerai de fer, les marnes à ce niveau sont riches en fines aiguilles de gypse, le diamètre de chaque aiguille ne dépassant 3 cm environ (voir les coupes 17,,19 et 21 décrites dans l'annexe).

Dans l'étude microscopique d'un grès fin (arénite) à ciment calcaire dolomitique intercalé dans les marnes à 57,20 m de la base du Trias du sondage 55.49.1 effectué au lieu dit La Lauze, on remarque qu'aux éléments essentiels de ce grès (quartz et feldspaths) sont associés des débris de plantes charbonneuses.

Dans la région de Largentière, l'épaisseur de ce niveau varie généralement entre 12 et 15 m environ, mais dans la région où les intercalations des dépôts sulfurés (anhydrite et gypse) se présentent, par exemple dans la région de Volpilliaire, l'épaisseur atteinte peut être de 20 à 22 m environ.

Cependant au Nord d'Aubenas où les formations des dépôts sulfatés sont absentes, l'épaisseur varie entre 15 m (coupe d'Ucel) et 20 m (à Saint-Julien-du-Serre - sondage n° 63 - 63 - 1 , effectué au lieu dit Jumel).

2) Séquence calcaréo-dolomitique et Dolomie

a) Généralités :

Au-dessus vient un niveau calcaire dolomitique qui est très caractéristique dans toute la région et qui forme stratigraphiquement un excellent repère ou horizon le plus net dans la partie médiane du Trias moyen; il se poursuit également dans les départements voisins. Son épaisseur varie de quelques dizaines de centimètres à 10 m environ; il se présente en gros bancs, parfois en un seul banc constituant une dalle dans la topographie où il est séparé en deux parties par un mince lit feuilleté marneux, gris, vert ou noir, micacé.

Ce niveau constitue un horizon métallifère théoriquement et même pratiquement important, tout au moins localement, même dans les départements contigus, car il renferme, plus au Sud de la région étudiée dans le Gard , à Notre Dame-de-Laval, de la galène argentifère; près de Saint-André-Lachamp, non loin de Joyeuse, de la calamine (d'après M. CH. LEDOUX - 1868 et J.B. DALMAS - 1872). Et il sert de toit à Merzelet à Ailhan, à Montgros. Dans la Basse-Ardèche : à Largentièrre, à Ucel, il renferme à nouveau galène, zinc et pyrite, mais dans la Haute-Ardèche, à Vayras et à Soyons, non loin de Privas (M. CH. LEDOUX et JB. DALMAS op. cité) il sert de mur à une couche de pyrite.

b) Etude macroscopique :

Ce niveau se présente en bancs massifs, compacts, résistant aux agents atmosphériques, souvent géodiques, fissurés surtout perpendiculairement à la stratification; parfois il comporte des joints stylolitiques et de la calcite en nombreux nodules ou en veinules lardant les bancs. Les géodes et les fissures sont généralement tapissées ou remplies par de la calcite massive ou cristallisée en cristaux scalénoédriques. Il est souvent traversé par des filonnets de barytine blanche ou rose; ces veinules sont très abondantes dans la région de Largentièrre. Dans les galeries du minerai de fer de Chaune, ces veinules de barytine sont légèrement accompagnées d'oligiste en cristaux, plus ou moins lamellaires: elles ont une puissance de quelques centimètres à 20 cm, très exceptionnellement de 25 cm. Les filonnets les plus longs mesurés approchaient de 30 m environ. Au Nord d'Aubenas, les veinules de barytine sont nettement

moins fréquentes. La couleur de ce niveau calcaréo-dolomitique est généralement beige rosé, mais sa teinte peut virer entre gris clair et gris foncé, ocre brun, dans le cas où la roche est ferrugineuse, sa teinte est rougeâtre, ce qui est le cas des bancs calcaréo-dolomitiques affleurant à Saint-Julien-du-Serre, dans la localité dite Le Clap, à quelques mètres sous le carrefour des Trois Routes. La roche est parfois silicifiée comme à Saint-Julien-du-Serre dans le sondage carotté N° 63 - 63 - 1, effectué au lieu dit Jumel et sur la rive gauche du ruisseau de la Lozère (au sud de Tauriers) où cette silicification s'observe sur 150 à 200 m environ de long.

En général, l'attaque au ClH dilué à 15% donne une effervescence faible ou violente. Sa cassure est presque lisse ou parfois subconchoïdale. De temps en temps, ce niveau est constitué soit par un calcaire très marneux à structure cryptocristalline, finement gréseux (aérolutite) sur lequel l'attaque au ClH ne provoque aucune effervescence. Cet affleurement se trouve dans la ferme isolée de Gay (Ailhon) ou par un calcaire très peu dolomitique localement peu gréseux comme les affleurements des fermes de Tardieu et des Brugettes entre le col de l'Escrinet et Grange - Madame.

En plusieurs endroits, ce niveau présente des faciès bréchi-ques à savoir :

- Dans la région de Saint-Julien-du-Serre - à Passe Aigle (voir photo 13). Dans cette localité, ce faciès est remarquablement représenté (au-dessous de la route de Saint-Julien-du-Serre à Marconave) sur 8 m d'épaisseur environ où les éléments peuvent avoir une taille de 20 cm environ; Ces éléments bréchi-ques sont ovoïdes, lenticulaires, la taille moyenne est de 5 cm environ; ces éléments sont cimentés par une matrice de calcaire dolomitique de même nature que les éléments bréchi-ques mais parfois un peu gréseux, ce niveau passe latéralement à des bancs calcaires dolomitiques massifs et compacts.

Au lieu dit Adret on voit le même phénomène.

Dans la région d'Aubenas, sur la rive droite de l'Ardèche, juste en face du vieil Ucel, les bancs calcaires dolomitiques à faciès bréchi-ques font une petite dalle dans la topographie.

c) Etude microscopique

Selon les différents échantillons à l'échelle microscopique, on remarque que la proportion des éléments constitutifs de la roche varie

selon les éléments formés par la voie chimique (calcaire et dolomie) soit par les clastiques (quartz). On note pour une grande partie de la roche un calcaire dolomitique à structure microgrenue ou légèrement cristallisée, très finement gréseux (lutite ou arénolutite) mais on aperçoit à côté un calcaire peu ou très dolomitique gréseux (arénolutite passant à une arénite) à structure détritique cristallisée où l'on remarque de la calcite finement cristallisée ou en cristaux isogranulaires, grenue, et rarement en grande plage de dolomie en section losangique souvent en cristaux isométriques. On note aussi parfois le développement des cristaux de dolomite diagénétique en sections losangiques qui se développent au sein des plages de calcite et qui parfois renferment des impuretés d'oxyde de fer (limonite).

Des fragments d'éléments carbonatés à structure micro-cristalline peuvent s'y présenter. Parmi les clastiques, ce sont les grains de quartz qui apparaissent toujours en fins granules anguleux ou à angles émoussés, de taille petite ou moyenne, isométriques ou hétérométriques. A ces grains s'unissent très rarement des microgalets de quartzite et des cristaux automorphes et subsidiomorphes de quartz.

L'oxyde de fer (une limonite) à structure amorphe, se présente assez souvent en traces, en traînées ou en taches mais jamais en quantité importante sauf dans la région de Merzelet, Ailhon et La Chapelle sous Aubenas, où ce niveau sert de toit; la concentration du minerai y est notable et dense. Le minerai cerne assez souvent les cristaux, en particulier ceux de dolomite. Quand cet oxyde résiduel est abondamment représenté, il comble les interstices entre les grains en donnant à ces derniers un relief élevé et une pigmentation rouge ou brune à la roche.

A ces associations s'unit la barytine tantôt abondante, tantôt rare ou bien complètement absente. Enfin, elle peut apparaître en cristaux lamellaires ou allongés en éventail parfois un peu courbés ou en fines aiguilles groupées ou dispersées dans la roche.

Il faut noter que dans la zone de Largentière, on remarque parfois des faciès particuliers, soit tout à fait à la base, soit tout à fait au sommet des niveaux calcaires dolomitiques.

- A la base : Dans le sondage 55 - 49 - 1 effectué au lieu dit La Lauze", on remarque que la dolomie commence avec une zone broyée à partir de 64,00 m de la base du Trias, sur 0,30 m en puissance dans laquelle on note : des fragments de silice de taille importante et abondamment à structure microgrenue, des fragments de dolomies composées par de fins cristaux de section losangique ayant un peu d'impureté.

Les grains de quartz de taille moyenne imbriqués les uns dans les autres sont nombreux, quelques cristaux de quartz automorphes sont inclus dans les grandes plages de carbonate, le calcite est limpide associée en grandes plages les réunissant. A tous ces éléments s'ajoutent de la blende et de la galène qui constituent une partie des éléments de la cimentation.

Au-dessus : à 64,40 m de la base, on note un grès fin à ciment de blende fracturée : les fractures sont remplies par une gangue quartzreuse et le minerai sulfuré métallique.

Enfin, à 65,10 m de la base vient la formation de calcaire dolomitique siliceux à structure micro-cristalline. Son étude microscopique montre que les carbonates sont finement associés avec de la silice auxquels s'unissent des plages de galène. Les microfissures sont remplies par des quartz isogranulaires.

- Au sommet :

- a) Au lieu dit "La Lauze" (Largentière) dans le lit de la rivière de la Ligne, le sommet du calcaire dolomitique est constitué par un véritable quartzite gris assez riche en galène et en blende. Dans ce quartzite, les grains de quartz sont finement grenus et les carbonates, en très faible quantité remplissent les micropores.
- b) Dans le sondage R IV effectué au lieu dit Mas du Bos, le sommet calcaire dolomitique à partir de 59,00 m de la base du Trias sur 0,80 m montre la formation de quartzite gris comportant une fracture parallèle à l'axe du sondage, remplie par de la galène et de la calcite.

Une lame mince effectuée à 59,00 m de la base, montre un quartzite à grains fins (arénite) et à mauvais calibrage avec une structure en mosaïque où les carbonates sont peu nombreux. Les quartz automorphes sont inclus dans le minerai sulfuré métallique.

3 - Séquence marno-dolomitique (Lettenkohle)

Ce niveau est formé essentiellement par des marnes noires verdâtres, parfois schisteuses, quelquefois gréseuses, finement litées et plissotées, tendres à la base mais compactes au sommet. Localement riche en nodules siliceux dans la région de Largentière (par exemple dans le sondage R. V effectué au lieu dit Mas du Bos). Il s'y intercale fréquemment de petits bancs calcaires dolomitiques jaunes, gris,

beiges, durs et homogènes à structure micro-grenue, parfois gréseuse passant à un grès à ciment fortement carbonaté; l'épaisseur de ces bancs est généralement de 10 à 15 cm et peut atteindre exceptionnellement 0,60 m à joints marneux. Au sommet, les lits marneux diminuent et les bancs de grès et de calcaire dolomitiques gréseux commencent à dominer à l'Est de la faille de Mallet et à ces formations s'associent les couches ou les passées de gypse et d'anhydrites.

En somme, ce niveau ressemble à peu près à ceux des niveaux marneux de la base du Trias moyen, à cette différence que :

- a) Les intercalations des lits calcaires dolomitiques sont plus nombreuses.
- b) Et que tout à fait au sommet, tout au moins localement, on aperçoit des alternances gréseuses et marneuses vertes et noires à l'aspect bréchiques, dans lesquelles des fragments de dolomies fusiformes ovoïdes ont une taille variant entre 2 et 20 cm. Cet aspect est bien visible au nord d'Aubenas (voir la coupe d'Ucel décrite dans l'annexe p. 384) et le sondage 63 - 3 - 1 (à Jumel, Saint-Julien-du-Serre) et dans la région de Largentière, presque partout (par exemple dans les sondages R V (au lieu dit Mas du Bos) et 55 - 48 - 1 (au lieu dit Drès la Font.). La même constatation est effectuée à l'Ouest de la région étudiée, dans la région de Sanilhac (M. BENOIT, 1964); souvent la partie supérieure de ce niveau formée par des couches successives de marnes et d'argilites bariolées (vertes, noires, grises) et de bancs dolomitiques ressemblant aux formations de la Lettenkohle (J. RICOUR, 1962).

L'épaisseur de ce niveau marno-dolomitique en raison des intercalations des couches salifères peut atteindre à l'Est de la faille de Mallet jusqu'à 25 m environ, mais à l'Ouest de cette faille son épaisseur varie entre quelques mètres et jusqu'à 15 m environ. Au Nord d'Aubenas, l'épaisseur oscille entre 7 et 9 m environ.

Les particularités caractéristiques des différents faciès du Trias moyen et leur signification

1 - Phénomènes de slumping dans les formations comprises entre le niveau marneux de base, les marno-dolomitiques du sommet du Trias moyen : de très beaux phénomènes de slumping peuvent s'observer

dans les formations du Trias moyen de la région de Largentière, à 80 m environ du confluent des ruisseaux : la Ligne et le Roubreau dans la localité dite Les Fayssards où l'affleurement caractéristique est visible sur 130 m environ : on peut y observer :

A - Série de base (Photo 14)

1^o - A la base , des calcaires noirs finement feuilletés et légèrement gréseux et marneux, affleurent sur 1,30 m , passant à des grès carbonatés schistoïdes; au microscope , on voit que la roche est essentiellement formée par de la calcite (calcarénite) comportant des grains de quartz fins et relativement fréquents en individus anguleux ou subanguleux, bien classés.

Au sommet, vient un grès carbonaté, schisteux un peu dolomitique dont la stratification originelle était, semble-t-il calme mais qui a été ensuite affectée de dislocation pendant le plissement.

2^o - Au-dessus du niveau précédent repose un banc de 0,17 m d'épaisseur, extrêmement riche en croûtes de dessèchement superficiel. A l'affleurement, la roche est beige ou rosée mais à la cassure fraîche, elle est grise.

A l'échelle microscopique , on remarque que l'on est en présence de schistes passant partiellement à des quartzites , à un grès lité très fin à ciment calcaire dolomitisé; localement il est assez finement plissé. Les éléments constitutifs (arénite) ont un très mauvais calibrage et sont : le quartz (qui constitue l'élément essentiel de la roche; il apparaît en fins cristaux et en très rares plages assez importantes auxquels s'associent des feldspaths en faible quantité , en grandes plages intactes), les carbonates en fins cristaux et enfin les éléments phylliteux qui sont assez peu nombreux.

3^o - Au-dessus reposent sur 0,15 m des calcaires dolomitiques (beige rosé à la surface, gris foncé à gris clair à la cassure fraîche) finement feuilletés, peu plissés, légèrement gréseux et marneux en croûtes de dessèchement superficiel.

4^o - Les formations précédentes continuent avec les mêmes caractères mais sur 0,25 m avec des microplissements plus nombreux.

Ces croûtes de dessèchement superficiel caractéristiques qu'on observe à la surface des bancs de formations citées ci-dessus ,

indiquent qu'on a alors eu érosion.

Ces croûtes superficiellement craquelées suivent un réseau de mailles approximativement décimétrique. Les fragments ainsi formés ont subi des déplacements et sont enrobés dans la même matrice dolomitique montrant ainsi que des glissements ont dû avoir lieu soit à l'air libre, soit plus vraisemblablement sous une faible épaisseur d'eau alors que la dolomie était encore à l'état de boue.

On observe ensuite de véritables conglomérats traduisant une augmentation de l'instabilité du fond au moins localement. A l'intérieur de ceux-ci, on peut distinguer des dépôts inférieurs à ciment formé essentiellement de marnes noires et contenant des éléments assez mal arrondis de dolomie et de grès quartzite du Trias inférieur. Au-dessous, on remarque trois lits riches en petits éléments (de 0,1 à 1,5 cm) de quartz avec quelques feldspaths et quelques petits galets de grès de dolomie. Ils sont séparés des passées plus marneuses avec des fragments plus gros (jusqu'à 20 cm) de dolomie. Ces conglomérats se terminent par une formation beaucoup plus grossière (éléments atteignant jusqu'à 40 cm) ; ces blocs comportent eux-mêmes des galets de 4 à 5 cm environ qui ravinent parfois toute la formation conglomératique et peuvent atteindre sa couche de base.

Le dépôt conglomératique est couronné par un lit marneux gréseux, riche en grains de quartz granitiques avec quelques feldspaths. L'épaisseur totale de la formation conglomératique semble proche de 1,40 m environ, mais peut atteindre 3 m par place.

Les conglomérats semblent avoir été "poussés" par les calcaires noirs finement feuilletés gréso-marneux de la base (qui ressemblent étrangement aux marnes déjà observées sous les dolomies finement stratifiées) montrant de nombreuses figures de glissement et pouvant contenir dans leur partie supérieure des fragments plus ou moins anguleux ou arrondis de dolomie finement stratifiée. Il semble que l'on ait eu à faire une coulée "semi boueuse", s'épanchant sous une certaine épaisseur d'eau et agissant sur les sédiments non encore consolidés. Au-dessus, on observe un niveau de mêmes marnes noires fortement enrichies en petits galets plus ou moins arrondis de quartz et plus rarement de feldspaths, de dolomie ou de grès ayant le faciès du Trias inférieur.

Les formations marneuses noires ne dépassent pas un mètre d'épaisseur.

B - Série moyenne (photo 15)

1^o - On a d'abord une couche de dolomie pouvant atteindre 1,20 m de puissance.

Puis :

- 2^o - un banc de brèches d'environ 40 cm d'épaisseur contenant des blocs mal arrondis (jusqu'à 50 cm environ) de toutes les formations sous-jacentes.
- 3^o - une marne dolomitique très riche en quartz granitique avec quelques feldspaths (e = 25 cm)
- 4^o - une dolomie extrêmement gréseuse (40 à 60 cm environ) à stratification très fine.
- 5^o - un niveau de brèche (environ 1,30 m)
- 6^o - un lit de dolomie (e = 10 cm) légèrement gréseuse,
- 7^o - un niveau (10 à 20 cm) très riche en quartz granitique avec quelques feldspaths et de rares galets de grès (très arrondis ou subanguleux, dont la taille varie entre quelques millimètres et quelques centimètres).
- 8^o - de nouveau, un banc (0,50 m environ) de brèches dont les blocs (jusqu'à 70 cm) sont souvent anguleux et sont formés essentiellement de dolomies; dans un ciment marneux dolomitique à grains de quartz.
- 9^o - des formations bréchiques semblent se terminer par un petit niveau (20 à 30 cm) environ, de marnes dolomitiques de couleur beige, très riche en quartz avec quelques grains de feldspaths.

Il faut remarquer que toutes les formations détritiques de cette série sont souvent légèrement discordantes sur les dépôts inférieurs et entre elles, montrent ainsi des structures "plus ou moins entrecroisées."

C : Série supérieure :

La sédimentation dolomitique semble reprendre au-dessus de cet épisode détritique, l'instabilité de la région persistant encore et se manifestant notamment par la formation d'une très belle brèche

de glissement sous-marin où des blocs de dolomie pouvant presque atteindre 2 m de diamètre sont orientés dans tous les sens dans un ciment dolomitique dans des marnes dolomitiques (photo 16). L'épaisseur de ce banc est très variable (1 à 8 m).

Pour finir , on observe un petit niveau gréso-dolomitique avec de petits galets de quartz pouvant atteindre 1 cm et l'on passe à des bancs de grès et marnes à stratification régulière ne témoignant d'aucun dérangement de la stratification.

Ces observations traduisent l'instabilité du fond en ce lieu, au Trias moyen, principalement durant la sédimentation des dolomies.

2. - Microplissements des formations du Trias moyen

Dans les formations de marnes noires de la base et marno-dolomitiques du sommet du Trias moyen (en particulier dans la région de Largentière) on remarque des microplissotements , des stratifications très contournés. En aval de la vallée de la Ligne et sur plusieurs centaines de mètres au-dessus du confluent des ruisseaux le Roubreau et la Ligne, on voit des plissements harmoniques et disharmoniques dont tous les axes de plissement sont sensiblement Est-Ouest dans la direction des poussées, la même pour tous (photo 17).

Ces arguments précieux montrent que, lors de la sédimentation du Trias moyen, l'instabilité du socle persistait et ces dernières remarques prouvent qu'il y avait au moins localement et pendant la fin de cette époque, une compression perpendiculaire à l'axe du microplissement , c'est-à-dire suivant une direction Nord-Sud (Vallée de la Ligne).

3 - Comme il a été dit aux paragraphes précédents, l'épaisseur totale du Trias moyen à l'Ouest de la faille de Mallet et au Nord d'Aubenas ne dépasse pas 45 m environ (par exemple, sondage R.V.) et à l'Est de cette faille, la puissance atteint alors environ 80 m. Par conséquent , les formations réduites à l'Ouest de la faille de Mallet et les faciès subsidants à l'Est de cette faille (à Largentière) avec augmentation et réduction de la puissance des dépôts de part et d'autre, sont dues à des jeux de faille provoqués par les mouvements du socle lors de la sédimentation du Trias moyen.

Les formations salifères de la région de Largentière se trouvent au SSO (sondage 45-49-1- effectué au lieu dit La Lauze.)

à l'est dans la région de Volpilliaire et continuent au N - NE où des formations de gypse se trouvent dans les marnes de la base du Trias moyen affleurant dans les galeries de minerai de fer de Chaune et également dans le sondage 59-53-1 effectué dans la région de La Chapelle-sous-Aubenas, entre les fermes Costillon et Arbeyre. Par conséquent, le bassin de la sédimentation salifère du Trias moyen était orienté N NE S - SO, autrement dit, les dépôts à faciès pénésalins se localisent au pied du flanc d'une surface positive de la surface anté-triasique.

Cette saillie, contrairement aux idées de F. FOGLIERINI et A. BERNARD (1961) qui lui attribuent une direction NO-SE, a une direction N NE-S SO accentuée par une tectonique cassante orientée parallèlement à cette direction principale. La faille de Mallet délimitant les formations à faciès pénésalins en profondeur, est constituée par plusieurs failles successives qui ont été repérées par les sondages carotés implantés le long, de part et d'autre de la faille de Mallet. Ces failles présentent à la surface un seul trait de faille.

Il semble bien que ces failles ont joué lors de la formation des intercalations des couches sulfatées car les mesures montrent que les dolomies et les marnes gardent leur épaisseur et que l'augmentation de puissance est due uniquement à l'intercalation des sulfates. Cette saillie ne peut être qu'une des apophyses d'une masse importante (granite porphyroïde) orientée elle-même N NE-S SO.

4 - Les cassures et les microfissures

Plusieurs sondages carotés implantés près des grandes failles montrent des fractures de 1 à plusieurs dizaines de centimètres parallèles à l'axe du sondage. Ces cassures sont remplies ou tapissées par de la calcite blanche, bien cristallisée, en grandes plages isogranulaires et en scalénoèdres, par des minerais sulfurés métalliques. Ces cassures sont dues, très probablement au jeu des grandes failles et l'on peut envisager deux modes de remplissage pour les minerais sulfurés : soit par les phénomènes hydatogènes, soit par le fait que les jeux des failles qui a pu provoquer une augmentation de chaleur à leur voisinage, permettant ainsi la mise en solution des sulfures dans les eaux de percolations (voir page 294).

5 - Les joints stylolithiques

Dans le niveau calcaire dolomitique les joints stylolithiques ayant généralement une longueur de 5 à 10 cm environ se présentent en particulier sous la forme initiale "joints en dents de scie" et sont assez

fréquents. Ces fissures stylolithiques traduisent le résultat de compressions dans la roche où ces efforts sont accompagnés de dissolution.

6 - Le faciès bréchique du niveau dolomitique observé à plusieurs endroits, prouve :

Une accentuation de la pente due à l'instabilité locale du fond qui a provoqué des glissements , ou l'écroulement d'un dépôt pas bien consolidé ou à l'état de boue. Il y a des venues de quartz pendant la sédimentation du Trias moyen, ceci est démontré par les faits suivants :

- a - des pisolithes siliceux se trouvant dans les formations marneuses de la base et du sommet du Trias moyen.
- b - le niveau calcaréo-dolomitique , silicifié par endroits , par exemple à Largentièrre sur la rive gauche du ruisseau de la Lozère à 500 m environ au-dessus du confluent de ce ruisseau avec le Roubreau , le calcaire dolomitique rosâtre du Trias moyen est très fortement silicifié sur 150 à 200 m et sur toute l'épaisseur affleurant au bord de ce ruisseau.

A Saint-Julien-du-Serre , au lieu dit Jumel dans le sondage 63 - 63 - 1 effectué dans cette localité, le niveau dolomitique est silicifié.

- c) - Comme je l'ai montré plus haut (p 76) , il y a des filons de quartz d'âge post triasique.

Toutes ces remarques ne laissent aucun doute quant à l'existence de venues de quartz , tout au moins localement pendant toute la durée de la sédimentation du Trias moyen.

Par conséquent, d'après les faits relatés ci-dessus, le bassin de sédimentation du Trias moyen était dans toute la région le siège d'une activité épirogénique accentuée dès le début de cette époque qui a provoqué :

- un fond instable - parfois à l'instabilité violente (phénomènes de slumping) ou faible (formation bréchique du niveau calcaire dolomitique).

Accompagné dans la région de Largentièrre par :

- 12 - La surélévation d'une partie du bassin sédimentaire par les accidents cassants provoquant des zones à formation salifère.

subsidentes (à l'est de ces accidents) et des formations réduites à l'ouest.

2° - Les venues de quartz:

Ces phénomènes sont très atténués au nord d'Aubenas, c'est pourquoi il y manque les dépôts salifères subsidents.

7) La prédominance des marnes à la base et au sommet du Trias moyen, constitue un niveau caractéristique imperméable , au-dessus du Trias inférieur. Les eaux percolant dans l'intérieur des formations sus-jacentes , en particulier les grès conglomératiques du Trias supérieur, très perméables, s'accumulent au-dessus de ces niveaux marneux et donnent lieu à de nombreuses sources (c'est le cas en général d'une grande partie des sources de la région de Largentière).

Genèse des dolomies

(de la partie médiane du Trias moyen)

Sans vouloir entrer dans de longues discussions sur les différentes idées émises à propos de la genèse des variétés de dolomies, j'essaierai de faire une mise au point des données les plus récentes qui conviendraient aux formations dolomitiques du niveau médian du Trias moyen, car pour discuter sur les différentes données concernant la genèse des dolomies, il faudrait chaque fois une discussion détaillée, ce qui serait en dehors du cadre et du but de ce travail.

En Russie, plusieurs idées ont été émises par les savants de ce pays, parmi eux N.M.STRAKHOV (1958) et D.V. NALIVKIN (1961), ce dernier auteur donne le schéma de classification des dolomies, voir ci-dessous :

I - Dolomites marines (organogènes, chimiques, mécaniques, détritiques).

II - Dolomies d'eaux saumâtres et salées (organogènes, chimiques).

III- Dolomies d'eau douce et dolomies terrestres (sédimentaires - litées de source.)

IV - Dolomies secondaires (locales, régionales, filonniennes).

N.M. STRAKHOV envisage plusieurs hypothèses de formation de dolomies :

- 1) Epigénétique: épigénèse tardive des calcaires.
- 2) Diagénétique : diagénèse précoce dans le milieu.
- 3) Sédimentaire : par précipitation directe aux dolomies stratifiées.

C'est cette dernière hypothèse que N.M. STRAKHOV retient car il admet que la pression de CO₂ était plus forte avant le carbonifère qu'elle ne l'est actuellement, ce qui permettrait une précipitation directe de la dolomie stratifiée.

En se référant au tableau d'analyse des dolomies donné par N.M. STRAKHOV (1958 - II p.286) et aux exposés de D.V. NALIVKIN, on voit que les dolomies contiennent toujours des proportions variables de calcaire et que dans leur extension, elles sont étroitement liées à ces dernières.

En bordure SE du Massif Central français, on observe un type pétrographique de dolomie qui est le type stratifié. Il est représenté stratigraphiquement par un niveau repère très caractéristique ayant une extension importante dans toute la région où il constitue la partie médiane du Trias moyen.

A propos de la genèse de ces types de dolomie, J. RICOUR dans sa "Révision du Trias français - 1962" fait remarquer très judicieusement que ces types de dolomies se sont formés au Trias, c'est-à-dire après le carbonifère et il émet l'hypothèse de la formation de dolomies avec précipitations bactériennes des carbonates par 40 m de fond, en présence de matières organiques (p.298).

Cette hypothèse indique la formation de dolomie par voie biologique qui est basée sur les résultats obtenus par les travaux récents de Melle Cl.LALOU (1957) et J. NEHER - E. ROHRER (1958 - in J. Ricour 1962) mais ne peut être généralisée à la formation de dolomie du niveau médian du Trias moyen, en bordure SE du Massif Central français, bien que ce niveau dolomitique présente presque partout les particularités des dolomies sédimentaires par précipitation directe, à savoir :

- l'importance de son aire d'extension, la structure microgrenue, l'absence de fossiles, la présence tout au moins localement d'amas de cristaux de gypse ou d'anhydrite dans la masse (à l'Est de la

région de Largentière). Comme les faits relatés plus haut montrent qu'à la fin du Trias inférieur, au début du Trias moyen la région de la sédimentation change totalement. Des dépôts à faciès lagunaires dans un milieu à une très faible profondeur se forment.

Les formations dolomitiques se trouvaient donc dans un milieu subaquatique (des dolomies participant matériellement aux phénomènes de slumping) et parfois elles étaient même à l'air libre (minerai de fer mamelonné de la région de Merzelet et aux environs de la Chapelle-sous-Aubenas (Costillon)).

CONCLUSION sur la genèse de dolomie

Il semble bien que la formation des dépôts dolomitiques s'est effectuée dans un bassin à faciès lagunaire ayant une profondeur plus faible que 40 m (correspondant à quatre atmosphères de pression), ce dont J. RICOUR (1962) envisage la nécessité pour la formation de ce type de dépôt de dolomie.

Si les travaux récents de Melle CL. LALOU (1957) J. NEHRER et E. ROHRER (1958) démontrent la précipitation de la dolomie dans des conditions de pression et de température de surface, à condition que le milieu soit suffisamment riche en matière organique pour permettre le développement actif de bactéries sulfo-réductrices, comme il a été dit plus haut, le Trias moyen, en particulier le niveau calcaire dolomitique n'a jamais donné d'organismes ainsi que leur empreinte, ni à l'échelle macroscopique ni à l'échelle microscopique. Il serait donc intéressant d'effectuer des travaux au Laboratoire en envisageant la température, la pression et les relations entre la réduction et l'augmentation des éléments participant dans un milieu similaire à un milieu ^afaciès lagunaire, ainsi que la pH et Eh du milieu et la réaction mutuelle des éléments contenus dans le milieu à l'état ionique.

TRIAS SUPERIEUR (Keuper)

GENERALITES :

Le Trias supérieur prendrait dans toute la région étudiée un faciès plus détritique que les autres termes du Trias.

Bien que les coupes complètes du Trias supérieur soient très peu nombreuses à cause de fortes dénudations qui ont réduit les affleurements, on voit une analogie des faciès, très ressemblants tant au point de vue de la sédimentologie que de leur constitution. Suivant les résultats acquis par les sondages entièrement carottés implantés dans la région de Largentière et, en corrélation avec les coupes effectuées et les affleurements au Nord d'Aubenas, on peut subdiviser le Trias supérieur en trois termes bien définis, de bas en haut, à savoir :

- 1° - Grès plus ou moins fin,
- 2° - Succession de bancs de grès grossier et de bancs calcaires dolomitiques entre lesquels s'intercalent des couches argileuses et sableuses riches en nodules et en rognons de calcaire-dolomitique faisant une brèche interstratifiée.
- 3° - Grès très grossier conglomératique en gros bancs montrant assez souvent des stratifications entrecroisées. Entre les bancs s'intercalent des lits pélitiques noirs ou verdâtres et des niveaux argilo-sableux versicolores (verts-rouges) souvent riches en miches ou en nodules de calcaire dolomitique.

En général, plus on monte dans l'étage, plus l'épaisseur des bancs et les diamètres des éléments clastiques croissent.

1° -Grès plus ou moins fin

Ce grès est parfois micacé, feldspathique, à ciment

dolomitique ou phylliteux, blanc, assez cohérent, comportant de temps en temps quelques passées marneuses noires.

Les rares fissures de la roche sont remplies ou tapissées par de la calcite à laquelle s'associe quelquefois de la pyrite. L'épaisseur de ce niveau est variable de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres mais dans la contrée de Largentière elle arrive à 15 m environ (voir Fig. 7 à 19).

Au Nord d'Aubenas elle est très réduite. A Saint-Julien-du-Serre (dans le sondage 63 - 63 - 1 effectué au lieu dit Jumel) et également en quelques points de Largentière, même ce niveau fait défaut.

2°- Des bancs successifs de grès grossier et de bancs calcaires dolomitiques avec des intercalations de couches marneuses ou argilo-sableuses chargées de nodules, des rognons de calcaire-dolomitique (brèches interstratifiées).

Ce niveau est caractéristique presque partout à cause des alternances des lits dolomitiques et des intercalations des brèches interstratifiées. Celles-ci se sont formées tantôt par des grès grossiers, parfois feldspathiques à ciment argileux riche en nodules, calcaire dolomitique, tantôt par des sables argileux ou argilites multicolores chargés des rognons de calcaire-dolomitique.

- a) - Les bancs calcaréo-dolomitiques sont gris, gris brun, beige, beige clair jaune rouille, jaune oragné ou violacé, rosâtre, compacts, saccharoïdes ou à pâte fine.

Les études microscopiques effectuées sur les bancs ou les nodules dolomitiques font relever les remarques suivantes. "La roche a presque toujours une structure micro-cristalline ou microgrenue ou micro-granulaire, constituée par de la calcite et de la dolomie. La calcite apparaît parfois en grandes plages contenant des cristaux losangiques de dolomite, ainsi que des grains clastiques de quartz et très exceptionnellement, des cristaux automorphes de ces derniers auxquels s'associent, de temps en temps, des oxydes de fer, des feldspaths et, très exceptionnellement de la ghuconie et de la tourmaline.

- b) - Grès grossiers. Ils se présentent habituellement en bancs plus épais que ceux des calcaires dolomitiques. La puissance en est variable et les biseautages y sont assez fréquents (voir coupe d'Ucel). Dans chaque banc on peut constater une certaine alternance apparemment désordonnée de niveaux plus ou moins fins où le calibrage des éléments constitutifs est mauvais.

En général, les éléments compris entre 1 et 5 mm sont prédominants. La roche est relativement cohérente, de couleur grise, gris brun, noirâtre.

L'étude microscopique :

Les éléments clastiques sont cimentés, soit par des éléments phylliteux, soit par des carbonates, ce dernier cas étant le plus général. Le ciment carbonaté est un calcaire dolomitique qui montre souvent une structure microgrecue ou micro-cristalline. Les éléments clastiques sont essentiellement formés de grains de quartz qui se présentent soit anguleux, soit plus ou moins émoussés et très rarement idiomorphes, inclus dans les grandes plages de calcite. Parfois les grains quartzeux montrent des doigts de gant de temps à autre importants (potassiques et plagioclases) qui sont relativement abondants et qui apparaissent soit en cristaux plus ou moins intacts, sub-automorphes (en petites ou grandes plages), soit en granules roulés. Il n'est pas rare de trouver les plagioclases épigénisés par les carbonates. La calcite apparaît en cristaux, soit sporadiques, soit groupés en structure mosaïque.

La dolomite en section losangique. Enfin, d'autres éléments clastiques, la muscovite, la biotite et la tourmaline qui apparaissent en faible quantité.

3°) Grès très grossiers conglomératiques

Ils apparaissent habituellement en gros bancs dont la puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres (la plus grande épaisseur mesurée approchait 6,50 m environ). Dans chaque couche, on peut remarquer une certaine occurrence de grès apparemment désordonnés à classement très mauvais, qu'on ne peut donc nommer "graded beddings". Les biseautages, l'amincissement des couches et les stratifications entrecroisées et obliques sont assez courants.

Dans les lits grossièrement conglomératiques, le grand diamètre de certains éléments roulés peut dépasser 10 cm environ.

Avec ces formations s'intercalent des marnes et des argilites bariolées et des couches dolomitiques d'épaisseur de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres.

Les grès grossiers conglomératiques, parfois feldspathiques sont ordinairement des roches de couleur grises, verdâtres, beige blanchâtre, brun clair ou brun foncé à brun rougeâtre par endroits,

mal cimentés, assez friables, très facilement altérables aux agents atmosphériques. Les éléments détritiques grossiers sont par ordre de fréquence décroissant : le quartz, les feldspaths, les galets de roches cristallophyliennes.

Les éléments clastiques quartzeux sont anguleux ou aux angles un peu émoussés, leur origine est variée :

- 1) de petits granules provenant de la désagrégation du granit,
- 2) des fragments de lentilles d'exsudation souvent de très grosse taille.
- 3) beaucoup plus rarement des fragments de quartz de pegmatite associés aux minéraux ferromagnésiens dont la plus grande taille mesurée approchait 12 cm.

Les feldspaths : parmi ceux-ci, ce sont les feldspaths potassiques qui sont les plus abondants, blancs ou rosés, parfois partiellement ou entièrement altérés. Ils sont anguleux ou leurs arêtes sont arrondies. Il est assez rare de trouver des cristaux ayant conservé leur forme propre. Les plagioclases sont plus rares, ils sont beaucoup plus altérés.

Les éléments des roches cristallophyliennes (des gneiss souvent riches en quartz), sont en galets toujours bien émoussés et aplatis. La taille de ces éléments varie de 2 à 6,5 cm environ. Ils sont très abondants aux alentours de la ferme Le Taillé (Vesseaux) et en particulier au pied du Roc de Gourdon.

Ce niveau présente de petites concentrations en oxyde de fer, par exemple près de la ferme Salèdre (non loin du col de l'Escrinet) où l'on note une concentration assez dense de limonite. A Merzelet, dans le canevas, au bord de la route allant de la Vernade à Merzelet, tout près de cette dernière localité, on remarque une concentration de minerai de fer sous forme d'oxydes à texture cloisonnée. Dans la région de Largentière, ce niveau est parfois très pauvrement minéralisé en blende comme dans le sondage 55 -48 - 1 à 126 m de la base du Trias et en galène diffuse (dans le sondage R V à 157 m de la base du Trias)

Etude micrographique :

Selon les différents échantillons on remarque que la roche est un grès grossier ou très grossier (arénorudite ou rudite) dans lequel les grains clastiques ont un très mauvais classement et où les éléments

c) Dolomie et calcaire dolomitique

Les bancs dolomitiques s'intercalent également au niveau du grès grossier conglomératique. Mais à cause du petit nombre des affleurements complets et faute de n'avoir pas assez de sondages qui soient entièrement carottés dans le Trias supérieur, on ne peut être tout à fait certain de l'existence constante des niveaux dolomitiques, dans la partie supérieure du Trias terminal. Les bancs dolomitiques de ce niveau sont souvent épais, de l'ordre de plusieurs mètres. Par exemple, au bord de la route allant de La Vernade à Merzelet, un banc de dolomie beige-rosé de 2,35 m d'épaisseur affleure le long de 8 m environ. Les bancs calcaires dolomitiques sont compacts, à cassure presque lisse ou subconchoïdale, de couleur grise, gris foncé, noirâtre, beige jaunâtre, jaune, orangé, rose à pâte fine. Ils sont parfois parsemés de nodules de formes arrondies ou ovales de calcite blanche. La taille de ces nodules ne dépasse pas 2 cm environ, mais les veinules de calcite peuvent avoir une longueur de 10 à 15 cm. De temps en temps, ces bancs dolomitiques sont chargés de grains clastiques grossiers. Le passage de ces bancs aux couches surincombantes est tantôt progressif, tantôt rapide. A l'échelle de la lame mince taillée, on remarque selon les différents échantillons une structure microgrenue et microisogranulaire, azoïque, où le fond de la roche est constitué par des cristaux de dolomite et de calcite. Ils sont soit xénomorphes à contours indentés, soit subautomorphes losangiques. On y remarque des grains quartzeux parfois en nombre notable mais la muscovite et les feldspaths et l'oxyde de fer sont en très faible quantité.

Cas particulier de grès grossiers conglomératiques du Trias supérieur.

- a) Ce niveau présente quelques caractères favorables aux concentrations en hydrocarbures. L'extraction aux solvants organiques, effectuée sur des échantillons choisis dans la région de Taillé (Vesseaux) où la roche est d'un brun foncé et assez mal cimentée, n'a pas montré de teneur ni d'indice. Ceci s'explique par le caractère nettement transgressif du niveau dans le bassin de sédimentation.
- b) La roche est très mal cimentée et assez friable, facilement excavée dans les éléments clastiques extrêmement mal calibrés. Ceci ne répond pas aux qualités demandées à une pierre à bâtir. On voit dans la région de Saint-Julien-du-Serre, entre les fermes de Fromenteyrol et Salavert, plusieurs trous ronds ayant un diamètre entre 0,50 et 1 m et de 0,30 m de profondeur. Ces trous serviraient de réservoirs remplis par les précipitations atmosphériques. Ils ont sans doute été creusés à cause de la friabilité de la roche dans

des temps très reculés par les bergers qui passaient et s'en servaient pour abreuver leurs troupeaux.

Paléogéographie

Paléocourants

Dans la formation du Trias supérieur en particulier dans le grès très grossier conglomératique, on remarque une grande fréquence à plusieurs endroits des stratifications entrecroisées et obliques, par exemple sur la rive droite du ruisseau de l'Arbre (Saint-Etienne-de-Boulogne) (photo 18) et à Saint-Julien-du-Serre au bord de la route allant de ce village à St-Andéol-les-Vals, tout près du premier village.

Les études sur ces stratifications entrecroisées pour la recherche de paléocourants en particulier dans la région de Saint-Julien-du-Serre donnent les mêmes résultats de direction du paléocourant que celle déterminée par l'étude de l'orientation des grands axes des grains et des galets de quartz.

Dans le grès du Trias supérieur affleurant entre les fermes le Clapet Saint-Salvador (Saint-Julien-du-Serre) la recherche des paléocourants a donné des résultats suggérant des déplacements suivant une direction N 140 - 160 E. Quand on monte dans l'étage on constate que les directions deviennent plus variables comprises entre N 90 à 220 E. Ça et là des galets ayant un pôle plus massif que l'autre d'une part et, d'autre part, des inclinaisons de galets ou des inclinaisons de fragments semble indiquer le sens du courant qui est dirigé vers le sud.

CONCLUSION

La présence quasi constante de lits plus ou moins épais de carbonates dans la formation détritique du Trias supérieur, prouve une tendance à la stabilisation orogénique et un relief émergé suffisamment adouci pour que l'altération chimique domine dans l'ensemble sur l'érosion mécanique.

Néanmoins, la grande fréquence d'éléments grossièrement détritiques parmi lesquels les feldspaths sont parfois abondants, traduit une tendance répétée au rajeunissement du continent. Ceci révèle également par la fréquence du ravinement d'une couche à l'autre ou à l'intérieur d'une couche une érosion encore active, aboutissant à des formations de brèches qui sont d'ailleurs fréquentes dans cet étage. Là, les éléments marneux, argileux ou gréseux et dolomitiques sont empruntés aux formations voisines et précédentes. La présence de la stratification oblique et entrecroisée et de la faible extension des plans de stratification montrent des dépôts torrentiels.

Par conséquent, la succession des reprises de la sédimentation grossièrement détritique indique un bassin proche de l'émersion et des niveaux carbonatés reflètent schématiquement une alternance de période d'activité et de repos orogénique.

Le faciès bréchique dit "interstratifié" représente à l'échelle régionale (dans toute la contrée étudiée) ainsi que dans la région de Sanilhac à 10km à l'ouest de Largentière, prouve que les grandes masses continentales, elles-mêmes, ont été instables provoquant ainsi ces brèches, ce qui explique, contrairement aux idées des géologues de la S.M.M.P. (1962) et M. BENOIT (1964 - p.19) que ces brèches ne soient pas des brèches tectoniques interstratifiées.

L'évolution de la sédimentation au cours du Trias

Au Trias inférieur (Bundsanstein) on remarque généralement un granodécroissement de la base au sommet traduisant une séquence positive avec à la base des grès grossiers conglomératiques et au sommet des grès fins. Lors de ces dépôts à faciès littoral, aucune perturbation n'est intervenue.

Le Trias moyen (Muschelkalk) correspond à un dépôt évolué vers une sédimentation à la fois lagunaire et détritique. Dans la région de Largentière on remarque un bassin à formation salifère subsidente ainsi que des formations réduites là où le bassin n'est pas affecté par des mouvements de subsidence. En effet, les dépôts sont azoïques, formés par des sédiments marno-dolomitiques montrant dans la zone de subsidence une séquence oscillante négative. L'absence de gypse et d'anhydrite marque des arrêts de la subsidence pouvant aller jusqu'à l'émersion.

Au Trias supérieur (Keuper) le régime de la sédimentation a complètement changé de style. Les apports détritiques désormais sont très grossiers et les dépôts sont torrentiels à faciès littoral montrant une séquence négative. A la base du grès relativement fin ou marno-argileux, au sommet du grès grossier conglomératique et ce dernier faciès indique un bassin constamment proche de l'émersion.

RHETIEN

a) Généralités.

Grâce à quelques affleurements montrant la continuité du Trias supérieur et de la base du Lias, on peut observer une zone de passage ayant à la fois quelques caractères communs au Trias et au Lias inférieur.

Ces dépôts attribués au Rhétien et concordant parfaitement avec les sédiments du Trias ont une répartition très faible au Nord d'Aubenais. Les documents paléontologiques qui les concernent le plus souvent sont peu nombreux ou totalement absents. C'est pourquoi les assises du Rhétien sont le plus souvent difficiles à différencier du Trias. Le Rhétien n'est bien caractérisé que dans la région de Louchon au Sud de Mercuer où les géologues de la S.N.P.A. (rapport n° 287-1958) citent l'existence d'une lentille calcaire à Avicula contorta.

Bien que les affleurements de ces formations intermédiaires soient discontinues, on remarque que leur faciès diffère du Nord au Sud de la région étudiée.

b) Les différents faciès du Rhétien

1 - Région de Saint-Etienne-de-Boulogne

Dans cette contrée, les formations rhétiennes se présentent en bancs calcaires souvent de l'ordre métrique, roussâtre en surface d'affleurement, gris en cassure. Rugueux tout à fait à sa base, à cassure plus ou moins conchoidale, sublithographique. Entre la ferme Taupenas et le pont des Gouzis, ces formations sont mises au contact du Trias supérieur par le jeu d'une faille N NE - S SO.

Une lame mince effectuée tout à fait au sommet de cette formation affleurant dans le lit de la Conchy près du pont des Gouzis, permet les remarques suivantes :

La roche est un calcaire gréseux, microcristallin, un peu graveleux, constitué par la calcite, le quartz en petits cristaux anguleux et subanguleux assez abondants. Quelques rares paillettes fines de muscovite, traces d'oxyde de fer (limonite). On y remarque des radioles d'oursins extrêmement rares, quelques rares et menus énigmatiques débris d'Echinodermes.

2 - Dans la région du Taillé (Vesseaux)

Sur 600 m de long environ, au bord et en amont du ruisseau

des Claux, plusieurs petits bancs^{de} calcaire brun ou rouxd'une épaisseur de 2 m reposent sur le grès conglomératique du Trias où ils font un petit abrupt à la rive droite des Claux.

En lame mince, on note un calcaire dolomitique à structure microcristalline finement cristallisé, détritique composé de calcium qui est le constituant principal. La dolomite en sections losangiques qui sont toutes pigmentées par l'oxyde de fer (limonite). Les grains détritiques quartzeux sont abondants et parfois ils présentent une extinction onduleuse. Quelques rares microgalets de quartzite. Une grande partie de ces grains montrent des indentations dues à l'épigénisation par la calcite. Les mêmes formations affleurent dans la région de Saint-Julien-du-Serre en particulier dans le ruisseau du Buis où se trouvent des bancs calcaires finement gréseux et marneux, un peu rougeâtres, roses en concordance avec un pendage de 20° N 100 E sur le Trias supérieur très gréseux. On peut le suivre sur une longueur de 800 m environ.

En lame mince faite à la base de cette série, on remarque, que la roche est un calcaire marneux, un peu détritique, micrograveleux, constituée par ; la calcite, le quartz en grains isolés, anguleux ou subanguleux, de taille assez fine, à bon calibrage, parfois remplacé un peu par la calcite.

Les microfaunes sont : débris d'échinodermes, Gastéropodes, débris de mollusques (autres que les gastéropodes).

3) - Ferme Roustany (Vinezac),

Le Trias supérieur passe à une dolomie ou calcaire dolomitique (gréseux à la base), là où l'on voit pendant 22 cm l'apparition d'un calcaire peu dolomitique gréseux extrêmement riche en oolithes et pétri de fines arqués de bivalves.

En lame mince, la structure est détritique, oolithique, riche en calcite, et granules de quartz bien calibrés et très peu microquartzites. Quelques cristaux de dolomite à section losangique se développent au sein des cristaux de calcite. Les oolithes et pseudo-oolithes à nucleus de calcite où des grains de quartz sont très fréquemment répandus à forme aplatie, sphéroïdes et un peu ovoïdes. Les fragments de bivalves en arqués sont assez nombreux. Ceux-ci sont peut-être des débris de section d'*Avicula contorta*.

Cette formation passe insensiblement à une dolomie cristallisée un peu oolithique (les oolithes ne sont presque pas visibles à l'oeil nu).

A l'échelle microscopique on note :dolomie et dolomite en section losangique . Les oolithes et les fausses oolithes rondes et elliptiques qui, malgré une recristallisation intense sous forme de plages et de sections losangiques de dolomites tendant à effacer leur structure, sont encore très nettement reconnaissables particulièrement en lumière naturelle.

4. - Dans la région de Largentière, les formations rhetiennes ont un vaste développement. Elles sont constituées par un calcaire dolomitique,et la dolomie parfois bien cristallisée (à Merzelet), de couleur roussâtre et brunâtre, grisâtre ou gris fumé où l'épaisseur est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres qui sont souvent veinés de calcite : très exceptionnellement barytine (région de Vinezac) tandis qu'au nord d 'Aubenas leur épaisseur ne dépasse pas quelques mètres.

CONCLUSION :

Le Rhetien qui semble être présent dans la région comprise entre le Col de l'Escrinet et Largentière , tout au moins localement, renferme des fossiles marins : Mollusques (bivalves, gastéropodes, échinodermes),et les oolithes.Il doit petre considéré comme le début de la trangression jurassique sur le dépôt du Trias supérieur , étant souligné par les formations détritiques à faciès littoral, dépourvu de fossiles.

II - JURASSIQUE

GENERALITES

La région ardéchoise constitue dans la partie Sud-Est du Massif Central français un vaste affleurement de terrains jurassiques généralement sub-horizontaux. Ils présentent à certaines époques (au Lias, au Dogger et au Malm), une remarquable individualité stratigraphique et paléontologique, en apparente continuité avec des affleurements situés beaucoup plus au Sud (région du Languedoc, GOTTIS M. 1957). Cette continuité suggère l'existence d'un bassin ouvert vers le Sud et l'Est sur le domaine mesogéen.

LIAS

Ce terme a une grande étendue entre Saint-Etienne-de-Boulogne et Vinezac (1).

A - LIAS INFÉRIEUR

1 - Hettangien

Les formations hettangiennes sont beaucoup plus zoogènes que les formations sous-jacentes. Elles montrent la succession lithologique de bas en haut à savoir :

1° Calcaire en bancs bien stratifiés

2° Calcaire marneux noduleux à fins interlits de marnes (à la base).

1° - Calcaire en bancs :

Ce niveau se présente, presque sans discontinuité, à la base de l'Hettangien montrant la première formation indiscutablement marine dans lesquelles les macrofaunes sont extrêmement rares sinon absentes. La puissance, les faunes et les caractères lithologiques de ce

(1) Pour éviter des confusions, la terminologie et la classification de série liasique sont celles qui sont employées en France en particulier au colloque sur le Lias français. La plupart des étages ont été décrits individuellement par leurs propres caractères paléontologiques (macrofaunes et microfaunes) et lithologiques.

niveau est variable du Nord au Sud, à savoir :

Au lieu dit Serre des Champs (Vesseaux) il y a de petits bancs calcaires sublithographiques, bien cristallisés, à cassure lisse, gris. Le deuxième banc à partir de la base comporte des mouchetés de galène et de pyrite (voir la coupe effectuée à Champdenas n° 23, décrite dans l'annexe). Dans la même localité, ces dépôts ont 5,50 m environ d'épaisseur.

Dans le ruisseau du Buis à 400 m du pont de Poisson au lieu dit La Chavade (Ucel), on voit sur une longueur de 8,25 m un calcaire en gros bancs où, à partir de 2,75 m de la base, la roche est très riche en entroques. Ces dernières diminuent très progressivement vers le sommet où la roche est un calcaire marneux à petits lits noduleux.

Plusieurs lames minces faites à ce niveau, dans cette dernière localité, entre 4,75 m et 6,35 m ont montré qu'il s'agit d'un calcaire très finement marneux à entroques (calcarénite) crypto-cristallin à microcristallin, devenant organogène au sommet. Il est constitué par la calcite et à la base, il apparaît très rarement de minuscules grains de quartz arrondis. La silice (calcédoine) remplaçant souvent les organismes, montre parfois une structure sphérolithique. Les organismes sont : des Echinodermes, des débris d'entroques (calcifiés ou silicifiés), des fragments de gastéropodes et des lamellibranches.

Parfois la roche comporte des gravelles de calcaire marneux très foncé par rapport à la pâte. Celles-ci sont de temps en temps pigmentées par l'oxyde de fer (limonite) de couleur brun rougeâtre et elles sont assez rarement silicifiées.

A la ferme Roustany (Vinezac), juste à ce niveau se voit une dolomie à oolithes et fausses oolithes cristallisées. La roche est formée par de la dolomie et dolomite; l'oxyde de fer (10%) pigmente les oolithes. Ces dernières ont une forme ovale ou circulaire plus ou moins régulière et présentent toujours une structure concentrique. Le nucleus est la calcite cristallisée en petite ou grande plage.

2° - Calcaire marneux noduleux à fins interlits de marnes à la base

Il présente une période de sédimentation plus zoogène

avec des niveaux lumachelliques à sa base. Ce niveau est noduleux , selon les études lithologiques et paléontologiques (macrofaunes et microfaunes), les faciès suivants sont de bas en haut :

- a) calcaire marneux noduleux,
 - b) calcaire à coprolithes de crustacés,
 - c) lentille de calcaire à coralliaire,
- a) Calcaire marneux, noduleux, formé par de petits bancs de calcaire marneux dont à la base l'épaisseur de chacun varie entre 5 et 8 cm. Ces bancs sont gris clair, fins, compacts, et il s'y intercale des lits marneux dont l'épaisseur diminue tandis que l'épaisseur des bancs calcaires marneux augmente assez régulièrement et peut atteindre 50 cm mais l'aspect noduleux est toujours caractéristique.

Les bancs calcaires lumachelliques qui se présentent dans toutes les régions étudiées se trouvent à la base de ce niveau. Celui-ci est très caractéristique dans son aspect et sa physionomie est facilement reconnaissable sur le terrain. Il est très riche en macrofaunes notamment dans les assises affleurant de part et d'autre de la Conchy et plus exactement dans de petits abrupts se trouvant tout près du pont de la R.D.356 sur la Boulogne. Il est très difficile à cause des failles tronquant ces formations d'apprécier ici avec certitude l'épaisseur réelle de ce niveau bien que l'on puisse le suivre sur une hauteur de quinze mètres environ. Les fossiles cités ci-dessous sont recueillis dans les affleurements près du pont où j'ai récolté les fossiles suivants en plusieurs exemplaires chacun:

- Schlotheimia sp.
- Cardinia acuminata Martin var. nov. (variété plus plate et plus allongée que l'espèce type) - Lias inférieur de la Côte d'Or (zone à A. moreanus et A. burdigundae), très abondant.
- Cardinia eveni Terquem (in Dumortier) zone à A. planorbis - abondant.
- Corbula ludovicae (Terquem) - zone à A. planorbis du bassin du Rhône,
- Chlamys (Aequipecten) pollux d'Orbigny - Hettangien du bassin du Rhône - assez abondant
- Chlamys (Aequipecten) thidley (Martin) - Hettangien de la Lozère, de l'Ardèche, du Mont d'Or Lyonnais.
- Chlamys sp.
- Ctenostreon tuberculatus (Terquem)
- Eotrapezium elongatum (Moore) (= Cypricardia porrecta Dumortier), Hettangien (zone à A. planorbis du Rhône - abondant).
- Gervillia cf. cuneata Terquem et Piette - Lias inférieur de l'Est de la France.

Gryphaea cf. *arcuata* (Lamarck). Extrêmement rare ; recueilli au sommet de la série, calcaire marneux noduleux.

Lima (*Plagiostoma*) *Valoniensis* (Defrance) - Hettangien de Lorraine, Bourgogne, Mont d'Or Lyonnais - très abondant.

Mactromya cardioïdes (Phillips) (*Lucina liasina* Agassiz) - Hettangien Sinémurien.

Modiolus Hillanus Sowerby - Hettangien - Sinémurien d'Europe,

Modiolus scalprus Sowerby,

Mytilus stoppanii Dumortier zone à *A. planorbis* du bassin du Rhône - extrêmement abondant.

Ostrea (*liostrea sublamellosa* (Dunker). Hettangien (zone à *A. planorbis*) - très abondant.

Pholadomya glabra Agassiz (= *pholadomya* Quendstedt) Lias inférieur de l'Europe.

Plicatula hettangiensis Terquem - Hettangien du Luxembourg, du bassin du Rhône, des Alpes, assez abondant.

Etude micrographique :

Plusieurs lames minces qui ont été effectuées dans un banc calcaire lumachellique se situant juste à la base d'un petit abrupt de la rive droite de la Conchy, montrent un calcaire marneux à mollusques, finement cristallin, un peu concrétionné, lithoïde où l'on remarque de la calcite et très rarement de fins grains de quartz anguleux, des traces de limonite, de minuscules amas arrondis de minerai opaque (assez abondant) auxquels s'associent les radioles d'Echinidés (oursins), des débris de Gastéropodes et des Lamellibranches à fréquence importante.

Autres répartition de gisements et de calcaire marneux, noduleux de l'Hettangien.

Au NO de Vesseaux, les fermes du Taillé, de Mouyon, les lieux dits les Gras et les Bruchets, Ce niveau m'a fourni les faunes citées ci-dessous :

Terebratula psilonoti Quenstedt (jeunes et adultes à fronts carrés, - zone à *Psiloceras planorbis* - Hettangien.

Cidaris falsani Dumortier (in Cotteau échinidés réguliers) zone à *Psiloceras planorbis*.

Diademopsis buccalis Agaz - (peu nombreux)

Diademopsis serialis Desor - (peu nombreux même rares, ces deux dernières formes appartiennent également à la zone de *Psiloceras planorbis*.

Fragments d'Ammonites indéterminables.

Cardinia acuminata Martin var. nov. (très abondant)
Cardinia eveni Terquem (in Dumortier)
Corbula ludovicae (Terquem) très abondant au lieu dit les Gras,
Cuneigervillia hagenowi (Dunker) (*Perna infraliasica*) Terquem
et Piette = *Avicula danae* d'Orbigny - Lias inférieur de l'Europe.
Chlamys Valoniensis Defrance - Hettangien - Sinémurien.
Chlamys (*Aëquipecten*) *pollux* d'Orbigny - Peu abondant.
Chlamys (*Aëquipecten*) *thiolleri* (Martin).
Eotrapezium elongatum (Moore) (= *Cypricardia porrecta* Dumortier
-assez abondant.
Gervillia cf. *cuneata* Terquem et Piette.
Lima (*Plagiostoma*) *Valoniensis* (Defrance)
Mactromya Cardioïdes (Phillips) - *Lucina liasina* Agassiz. Très abon-
dant au lieu dit Les Gras.
Modiolus hillanus sowerby
Modiolus scarlpus sow rby
Mytilus stoppanii Dumortier - très abondant -
Ostra (*Alectryonia*) - Dumortier - Hettangien.
Ostrea (*Liostrea*) *sublamellosa* (Dunker) - très abondant
Pholadomya glabra Agassiz (*Pholadomya prima* Quenstedt) assez
peu nombreux.

Etude micrographique :

Effectuée au sommet de ce niveau dans la même localité
près des Blachères, donne les remarques suivantes :

Calcaire très peu marneux à tests de Lamellibranches, fi-
nement cristallin, composé de : calcite, leptochlorite, de minuscules
grains de quartz anguleux (très rares) et de très peu de calcédoine.

Les organismes sont :
radioles d'oursins, Gastéropodes, Lamellibranches, débris d'Echinodermes.

Au lieu dit Champdonas, la quantité et le nombre des
faunes sont beaucoup moins abondants. Les fossiles relatés ci-dessous
sont recueillis au niveau affleurant à 200 m du croisement des deux
sentiers qui vont de ce lieu à la ferme de Chomeil.

Terebratula psilonoti Quenstedt (Jeune et adulte à front carré).
Cidaris falsani Dumortier (in coteau échinides réguliers).
Diademopsis serialis Desor - peu nombreux -
Diademopsis buccalis Agaz. - peu nombreux - même mares.
Lima (*Plagiostoma*) *valoniensis* (Defrance) - très abondant.
Pholadomya glabra Agassiz (= *Pholadomya prima* Quenstedt).

Le niveau calcaire marneux noduleux affleurant entre Serre des Champs et la ferme de Chomeil étant tronqué par une faille en direction NE-SO qui ne montre qu'une épaisseur de 9,50 m environ (voir la coupe n° 23 de l'annexe) ces formations n'ont fourni aucun fossile. .

A Saint-Julien-du-Serre, les fossiles sont relativement moins nombreux par rapport à la région plus au nord où ce niveau affleure, on trouve :

Au carrefour des Trois routes, de nombreux :

- *Cardinia regularis* (Terquem) - Hettangien
- *Ctenostreon tuberculatus* (Terquem)
- *Lima* (*Plagiostoma*) sp. très abondant.

Sur la rive droite du ruisseau du Buis et en amont de ce dernier, ce niveau comprend les faunes suivantes :

- *Cardinia acuminata* Martin -abondant
- *Chlamys* (*Aequipecten*) *thiolleri* (Martin)
- *Lima* (*Plagiostoma*) *valoniensis* (Defrance)
- *Liostrea sublamellosa* (Dunker)
- *Pholadomya glabra* Agassiz.

Au bord de la R.D. 259, à 250 m environ au Nord de la ferme le Chambon, en allant de ce dernier vers le village de Saint-Julien-du-Serre, on trouve :

- *Cardinia acuminata* Martin
- *Liostrea sublamellosa* (Dunker)
- *Lima* (*Plagiostoma*) *valoniensis* (Defrance)
- *Mactromya cardioïdes* (Phillips)
- *Pholadomya glabra* Agassiz,

Dans le lit, sur la rive droite du ruisseau du Buis et à 400 m du pont du Poisson, (lieu dit La Chavade) on trouve assez pauvrement :

- *Schlotheimia* sp.
- *Plicatula hettangiensis* Terquem
- *Liostrea sublamellosa* (Dunker)

- *Liostrea sublamellosa* (Dunker)

Dans la région de Mercuer j'ai récolté plusieurs fragments de *Psilocera* (*caloceras* ?) sp., à la base de ce niveau dans le ruisseau situé à 600 m à vol d'oiseau de la ferme Fontbonne.

Dans la région de Largentière, le niveau calcaire marneux noduleux a une épaisseur faible et comprend souvent assez peu de fossiles, néanmoins, les bancs lumachelliques se présentent partout, à la base de cette série. Les fossiles récoltés à cet endroit sont :

Plicatula hettangiensis Terquem
Ostrea (*Liostrea*) *sublamellosa* (Dunker)

D'autres caractères paléontologiques et lithologiques du niveau calcaire marneux noduleux sont :

a) Vers le sommet des bancs microcristallins, ces derniers, semble-t-il constituent de façon assez régulière un microfaciès repère (rapport géologique 376 de S.N.P.A. 1960) car ils comprennent des coprolithes de crustacés.

b) Juste au sommet de ce niveau on remarque des lentilles sporadiques de calcaire coralliaire. Ceux-ci affleurent :

- En rive droite de la Conchy, sur l'essart partant de l'Eglise de Saint-Etienne-de-Boulogne et allant en aval de la Conchy (Saint-Etienne-de-Boulogne).
- Entre les lieux dits : Campdonas et Serre des Champs (Vesseaux)
- Dans le lit du Buis, à 400 m du pont de Poisson (La Chavade), juste à la base du niveau calcaire noduleux, j'ai recueilli un fragment de polypier.
- Au Sud de Vernade (région de Vinezac) où l'Hettangien présente un vaste affleurement, les murettes des champs sont construites très souvent en un calcaire très riche en polypiers souvent silicifiés.

Variations statigraphiques et fauniques de l'Hettangien

Les deux différents faciès de l'Hettangien (les bancs calcaires de la base et le niveau calcaire marneux noduleux), montrent une continuité régulière du Nord (région de Saint-Etienne-de-Boulogne)

au sud (région d'Aubenas et encore plus au sud à Vinezac). Mais par contre, il existe des variations d'épaisseur considérables de même que la réduction très sensible des faunes en genre et en espèce lorsque l'épaisseur des sédiments décroît.

	La Chavade près Pont de Poissons	Serre des Champs (Vesseaux)	Entre les lieux dits des Gouzis et la Combe Chaude (Saint-Etienne de-Boulogne)	Autour du Roc de Gour- don	Col de l'Arénier
Hettan- gien	37 m	16,30 m Les dépôts sont tron- qués par la faille	> 40 m	0	0

La plus grande puissance pour l'Hettangien se trouve dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, aux environs de la vallée de Conchy , à partir de laquelle l'épaisseur diminue très nettement au N et au NE de même qu'au SO.

La plus grande ampleur de ces variations est une lacune totale de l'Hettangien près du Roc de Gourdon et du Col de l'Arénier où le Bathonien repose directement sur le grès grossier et conglomératique du Trias supérieur.

Au lieu dit La Chavade (la rive droite du Buis à 400 m du Pont dePoisson) , l'épaisseur maxima est de 37 m environ.

Les différents gisements de fossiles cités ci-dessus et également les observations du terrain montrent que les faunes sont très abondantes en nombre et en espèces dans la partie la plus épaisse (en aval de la Conchy) et qu'elles diminuent assez sensiblement au SO, (sauf dans le niveau lumachelique qui est présent partout). En direction N et NE, c'est-à-dire en amont de Conchy à cause du recouvrement des formations plus récentes, je n'ai pu effectuer d'observations similaires. Ceci explique que le milieu le plus profond est le plus favorable aux conditions de vie.

être

Cette remarque ne doit pas être attribuée à des conditions moins favorables pour la récolte des fossiles car comme il a été dit plus haut, les faciès lithologiques et ceux stratigraphiques au niveau calcaire noduleux restent partout constants dans le temps et dans l'espace.

Evolution de la sédimentation à la base du Lias inférieur

Les remarques qui vont suivre ont pour but de souligner quelques traits caractéristiques de l'évolution des conditions de sédimentation à la base du Lias inférieur par rapport au Trias.

Les formations gréseuses carbonatées et calcaires gréseuses à oolithes à fragments d'échinidés à débris de mollusques surmontant le grès conglomératique du Trias supérieur, montrent une séquence lithologique positive attestant une transgression après le Trias. Le changement des caractères de sédimentation du Trias au Rhétien indique une sédimentation dans une zone néritique (très peu profonde) sur un plateau continental à subsidence faible. Cette évolution tendant vers ce type commence dès le sommet du Trias, au moins dans une grande partie de la contrée étudiée et se poursuit au Rhétien par une diminution progressive de l'apport détritique et une augmentation simultanée de la fraction d'origine chimique et bio-chimique.

Le facteur capital de l'évolution du dépôt du Trias à l'Hettangien est le fait de l'atténuation de l'instabilité du socle, auquel s'ajoutent d'autres facteurs de moindre importance tels que le climat. Les bancs calcaires gréseux ou finement gréseux crinoïdiques et quelquefois oolithiques se trouvant à la base de l'Hettangien indiquent une zone très peu profonde et aérée, encore influencée par le continent.

Les formations de calcaire marneux noduleux à fins interlits marneux, reposant immédiatement au-dessus ^{peu} du niveau précédent prouvent des dépôts d'une mer ^{peu} profonde (néritique), par la présence de faciès lumachelliques et lentilles sporadiques coralliaires. Les coprolithes de crustacés se trouvant près du sommet de ce niveau doivent contrairement aux idées prévues (1), indiquer des sédiments formés dans un bassin peu profond et non uniquement caractéristiques des dépôts à faciès saumâtres ou lagunaires, car la région étudiée n'a aucun dépôt (dolomie ou gypse) attestant un milieu à salinité élevée ayant fait l'objet d'observations.

(1) J. CUVILLIER, 1954, B.S.G.F. L. VI, P.53.

2 - Sinémurien

Il comprend deux faciès principaux :

1° - la base, représentée par une série de calcaires marneux noduleux,

2° - Au sommet des bancs calcaires gris finement cristallins, bien stratifiés.

La limite cartographique de la base de cet étage est assez difficilement repérable car le sommet de l'Hettangien se présente sur le terrain, avec le même faciès.

Cette limite ne se distingue qu'à l'aide de la macrofaune. La limite supérieure généralement a été précisée par le changement de faciès : il s'agit d'un calcaire ou un calcaire peu gréseux riche en nodules siliceux, toujours surmonté par les formations de calcaire gréseux du Lias moyen ou supérieur.

1° - Calcaire marneux noduleux

Il est presque partout bien représenté. Ce niveau est formé par des lits calcaires marneux ayant chacun quelques centimètres d'épaisseur (Voir photo 19).

Dans la vallée de Conchy près du pont des Gouzis (Saint-Etienne-de-Boulogne) et les lieux dits : les Bruchets, Champdonas, Serre des Champs (Vesseaux), les faunes suivantes sont récoltées.

- Pseudomelania cf. phidias Orbigny : Sinémurien.
- Pleurotomaria sp.

Micrographie :

Plusieurs lames minces effectuées, juste à la limite de l'Hettangien et du Sinémurien (ferme des Blachères) montrent les caractères suivants :

Calcaire marneux à gastéropode, microcristallin à finement cristallin, constitué par de la calcite, des marnes, des traces d'oxyde de fer, de très rares grains fins de quartz (sinon absent). Les Lamellibranches et les Gastéropodes sont très abondants. Très peu de radioles d'oursin et de débris d'échinoderme. Parfois, les débris

d'organismes sont très rarement silicifiés.

2° - Calcaire gris finement cristallin, bien stratifié.

Suivant les études lithologiques effectuées dans ce niveau , on distingue les faciès suivants de bas en haut :

- a) Calcaire gris , finement cristallin, en bancs bien lités, parfois à interlits de petites couches calcaires, très riches en tiges de crinoïde.
- b) Calcaire gris riche en nodules siliceux passant au sommet à un calcaire gréseux riche en grands nodules ou en petites strates discontinuées de silice.

a) Calcaire gris en bancs bien lités :

Ces bancs calcaires, parfois à interlits marneux , sont gris clair ou gris bleu sur la cassure fraîche, compacts, à cassure subconchoïdale ou presque lisse sinon lisse. Ils comportent parfois des cassures remplies par de la calcite blanche, ou ferrugineuses de couleur brun clair ou brun foncé; rarement géodique, où les géodes sont remplies par la calcite, plus rarement très peu oolithiques, comportant des taches ferrugineuses. De temps en temps, on y remarque une grande fréquence de coquilles de mollusques notamment des Gastéropodes et des Lamellibranches qui donnent à la roche un aspect franchement lumachellique.

À l'affleurement, on voit leurs formes extérieures, mais souvent à la roche fraîchement cassée, on aperçoit presque toutes les parois externes des Gastéropodes.

La macrofaune :

Ces formations n'ont pas donné des fossiles caractéristiques.

Dans le lit du ruisseau de l'Escrinet , à la hauteur du village de Conchy, plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables ont été récoltés; on y remarque également plusieurs empreintes d'Ammonites ayant un diamètre entre 5 et 18 cm environ.

Dans la région d'Aubenas, au lieu dit Baza, juste près de l'entrée du tunnel de la voie ferrée, ces formations ont fourni un fragment d'Ammonite malheureusement non en place, il s'agit de Vermiceras?

Ce niveau est extrêmement riche en serpules silicifiées dans la région des Blachères (Vesseaux).

Etude à l'échelle des lames minces :

L'examen de plusieurs lames minces effectuées dans des bancs riches en tiges de crinoïdes amène les remarques suivantes :

Calcaire à Entroque, finement cristallin, peu graveleux, organogènes où on note^{de} la calcite, rarement de fins grains de quartz, parfois des fragments marneux ou argileux. Les débris d'Echinodermes abondants sont quelquefois en voie de silification.

b) Calcaire gris riche en nodules siliceux passant au sommet à un calcaire gréseux.

Au-dessus des formations citées ci-dessus, reposent des calcaires à nodules plus ou moins siliceux. Le nombre et la taille de ces nodules augmentent sensiblement quand on monte dans la série, et les formations deviennent de plus en plus gréseuses. Les miches, ou les nodules étant parfois partiellement ou entièrement siliceux sont abondants au sommet. Le grand diamètre mesuré de ces miches approchait 0,50 m environ. Ces amas siliceux (association opale et calcédoine) montrent toutes les formes. Vers le sommet de ce niveau, la partie siliceuse se présente en couches discontinues. L'épaisseur moyenne de chaque interlit siliceux est 6 cm environ, et elle ne dépasse presque jamais 15 ou 20 cm environ. Sa couleur est gris clair ou gris bleuâtre, sur la roche fraîche, mais elle est blanche ou beige à l'affleurement. Les organismes (les tiges de crinoïdes et les mollusques) contenus dans la roche sont pour une grande part silicifiés.

Micrographie :

Une lame mince effectuée au sommet de bancs calcaires à nodules siliceux, au lieu dit Serre des Champs (Vesseaux) montre les caractères suivants :

Calcaire finement gréseux à rognon siliceux cristallin, comportant la calcite, le quartz en petits grains, la calcédoine, des traces d'oxyde de fer, un cristal automorphe de carbonate contenant du quartz à structure finement engrenée. Parmi les organismes, les spicules d'éponge sont relativement abondants.

Enfin, la partie terminale du Sinémurien étant un calcaire gréseux (parfois la taille des grains de quartz est de 2 à 4 mm, rarement 15 mm) est bien représentée dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne surtout entre les Gouzis et le lieu dit Champagnac où ce niveau est très riche en gryphées silicifiées parmi lesquelles on note :

Gryphaea cymbium Lamarck

Gryphaea sp.juv.

Une lame mince effectuée dans un calcaire gréseux à rognons siliceux du lieu dit Champagnac montre les éléments suivants :

Calcaire gréseux, détritique à microcristallin formé par : la calcite, le quartz en cristaux anguleux , isolés assez abondants, une grande partie de ces cristaux est en voie de transformation en silice amorphe (voir photo n° 20), ainsi que l'extinction permet de s'en apercevoir en L.P. La calcédoine à structure cryptocristalline et sphérolitique , forme le fond de la roche, parfois elle a rempli les microfissures.

Variation stratigraphique du Sinémurien

Les différents faciès lithologiques du Sinémurien (bancs calcaires à interlits marneux et les couches lumachelles ainsi que les strates de calcaire à nodules siliceux) montrent une continuité régulière se présentant du Nord au Sud de la région étudiée. Mais, par contre, il existe des variations d'épaisseur très sensibles. Ces variations sont données dans le tableau ci-après dans la région Nord d'Aubenas.

	La Chavade du Pont de Poisson	Serre des Champs (Vesseaux)	Entre les lieux dits des Gouzis , et la Combe chaude (Saint- Etienne-de-Bou- logne)	Alentours du Roc de Gourdon	Col de l'Arénier
Sinémurien					
Calcaire marneux noduleux et calcaire gris bleu à interlits marneux	39,50	40	90	0	0
Calcaire à nodules siliceux	10	15	20	0	0
Calcaire gréseux à Gryphées silicifiées	0	9,70	10	0	0

Tableau n° 2 (Variation d'épaisseur des dépôts du Sinémurien)

La plus grande puissance pour le Sinémurien se trouve dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne. Au Nord de cette région, dans le ruisseau de l'Escrinet, l'épaisseur totale du Sinémurien n'excède pas 5 m environ.

La plus grande ampleur de ces variations est une lacune totale du Sinémurien près du Roc de Gourdon et du col de l'Arénier où ces formations font totalement défaut.

Les variations d'épaisseur des sédiments qui sont nettes depuis l'Hettangien et le Sinémurien s'expliquent par la présence d'un sillon bordant deux paléoreliefs, l'un situé au Sud et Sud-Ouest s'inclinant doucement vers le bassin de sédimentation et l'autre situé au Nord.

Evolution de la sédimentation au Sinémurien :

Les formations des dépôts hettangiens (calcaire marneux noduleux) conduisent insensiblement au Sinémurien. Mais, tout de suite après, c'est la formation de calcaire à interlits de bancs marneux qui succède et termine presque toute la période du Sinémurien. Ces formations indiquent une mer peu profonde contenant des biofaciès tels que les crinoïdes, les mollusques, (les Lamellibranches, les Gastéropodes), de rares oolithes et des traces d'oxyde de fer, relétant une mer chaude et peu aérée.

Les dépôts du Sinémurien qui montrent fréquemment des accidents siliceux (plus fréquents à la partie supérieure de la formation à Gryphées) accompagnent un enrichissement progressif en quartz détritique dont le terme ultime (du Lias inférieur) est nettement gréseux, et ne doit pas s'expliquer par les variations de conditions climatiques qui, elles-mêmes, sont un facteur secondaire, mais par les mouvements positifs, facteur capital, responsable de cette décharge d'éléments terrigènes. Ces mouvements qui sont insensibles pendant une grande partie des dépôts du Sinémurien, s'accroissent progressivement à la fin de cet étage, en provoquant des phases régressives et des érosions plus actives. Ceci est prouvé par :

La présence des formations gréseuses du sommet du Sinémurien c'est-à-dire Lotharingien dans l'axe du sillon (région de Saint-Etienne-de-Boulogne) et l'absence de cet étage vers le paléorelief, l'abondance de la silice au sommet du Sinémurien traduisent, pendant l'instabilité du socle, un apport clastique siliceux dans un bassin à pH acide où la silice s'est précipitée.

Conclusion :

Le trait essentiel est l'existence de deux paléoreliefs permettant de distinguer des zones de plateau où la puissance des sédiments varie de 70 à 120 mètres, bordant un sillon à sédiments nettement plus épais et plus complets.

Les formations, franchement marines et peu profondes pendant le Sinémurien sont toujours néritiques au Lotharingien mais très peu profondes.

LIAS MOYEN et SUPERIEUR

Généralités

Ils correspondent en bordure Sud-Est du Massif Central à des périodes de transgression nettes. Les sédiments de ces époques se caractérisent d'une part, par l'abondance des éléments détritiques qu'ils contiennent et d'autre part, par leur aspect souvent littoral mais toujours franchement marin. Ils forment de longues bandes bien étroites sur cette bordure. Dans cette contrée, ces dépôts sont réduits à des formations très grossières, de quelques centimètres à quelques mètres. Les terrains sous-jacents supportent tantôt directement les dépôts chimico-clastiques du Lias moyen (Domérien), région de Saint-Etienne-de-Boulogne, tantôt en couches de calcaire gréseux du Lias supérieur (Toarcien moyen par exemple au lieu dit La Chavade).

Faute de fréquence des gisements fossiles et la pauvreté en faune due aux caractères pétrographiques défavorables des roches encaissantes, ainsi que la variation assez rapide des lithofaciès horizontalement et verticalement (dans l'espace ^{et} dans le temps) le Lias moyen et inférieur se prête mal à la subdivision détaillée en étage même.

Plusieurs épisodes de ravinements et remaniements sont intervenus dès la fin du Lias inférieur jusqu'au Lias supérieur, et ont fait disparaître en certains points tout le Toarcien et l'Aalenien, et même le Domérien (par exemple à la ferme de Chiez près des Vidallets (Vesseaux), où le Bajocien ou le Bathonien inférieur (calcaire siliceux à cherts) repose sur le Domérien supérieur.

B - LIAS MOYEN

En général, faisant suite aux calcaires et calcaires gréseux à cherts du Sinémurien, vient une série de calcaires gréseux où les interlits de dépôts à forte granulométrie se répètent. Cette série se trouve presque sans discontinuité entre la région comprise entre Saint-Etienne-de-Boulogne et celle de Vesseaux et présente presque partout le même faciès. Dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, elle a un maximum d'épaisseur (Voir figure n° 23) au Nord et au Sud de cette localité, la série s'amincit et arrive à disparaître. En allant de l'Est à l'Ouest, les formations deviennent de plus en plus cotières. Par sa pauvreté en fossiles, le Lias moyen de cette contrée se prête mal à la subdivision en étages.

1° - Caractères lithologiques et stratigraphiques

La base de cette série, dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne est formée par un calcaire un peu gréseux, très largement silicifié. La silice qui est généralement de l'opale ou une association opale et calcédoine, se présente en nodule ou en miche, ou en petits bancs discontinus, durs, fragiles, à cassure franchement conchoïdale où l'épaisseur de chaque banc peut être 0,40 m environ. Ces passées siliceuses de couleur blanche ou bleu clair ne sont pas rares. Mais à Vesseaux (au lieu dit Serre des Champs à la base de cette série) se trouve un dépôt très grossier et conglomératique, mal cimenté, montrant un granodécroissement au sommet. Enfin, partout ailleurs, en montant dans la série, c'est le calcaire très gréseux, arénite et arénorudite qui persiste, parfois très marneux au sommet.

Dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, elle est minéralisée en galène, zinc, très peu de pyrite, auxquelles s'associent très souvent la barytine à structure en éventail et lamellaire.

La granulométrie varie selon les endroits; parfois les grains sont bien ou assez bien classés, ou, au contraire, ils sont mal calibrés. Cette série se présente en bancs bien lités. Ces derniers surtout à la base de la série, sont à l'affleurement, très perforés et excavés, rognoneux ou caverneux; le diamètre des cavités varie de 1 à 6 cm. La roche est généralement gris clair noirâtre ou gris bien clair à l'affleurement, et gris, gris foncé ou brun clair, à la cassure fraîche. Les grains clastiques quartzeux de 1 à 2 mm de diamètre ont une fréquence importante; parfois, ils peuvent avoir 5 mm de diamètre et très exceptionnellement 3 centimètres. A Vesseaux, au lieu dit Serre des Champs (voir la coupe n° 23 de l'annexe) quelques bancs de cette série montrent des ravinements et de l'érosion à leur surface supérieure, où la surface extérieure des bancs est sinueuse et surmontée par les formations très grossières, ce qui explique l'existence de courants, des remaniements et des érosions postérieures aux dépôts et antérieures aux sédiments susjacents.

2° - Caractères paléontologiques

Ce niveau est assez souvent riche en tiges de crinoïdes. A la surface des bancs, on remarque assez fréquemment des Bélemnites et très exceptionnellement des Pectenidés. Ceux-ci sont bien représentés en particulier au lieu dit Champagnac (Saint-Etienne-de-Boulogne).

A Vesseaux :

Au Sud de la ferme de Nogier, ce niveau a révélé:

Rhynchonella quinqueplicata Zieten : Domérien zone à *P. Spinatum*
(Ces grosses *Rhynchonelles* montrent de 6 à 9 plis - 3 énormes dans le sinus - bien figurée dans Davidson).

A la ferme du Chiez, à la limite de la commune de Vesseaux et de celle de Saint-Privat, sur la rive droite du Ruisseau Liopeaux, juste en face de cette ferme, il y a un gisement intéressant de fossiles du Domérien où chaque espèce se présente en grande quantité. Les bancs contenant des fossiles de par la fréquence de ces derniers, ont un aspect noduleux à la surface d'affleurement. Ces formations sont surmontées par les bancs calcaires siliceux à cherts du Bathonien inférieur.

Les fossiles que j'ai récoltés dans cette localité dans un seul banc ayant 2 mètres environ de puissance sont :

Homoeorhynchia (*Rhynchonella*) *acuta* Sow. Domérien zone à *P. Spinatum*, sommet de la zone à *Amalthous margaritatus* (abondant). - *Quadratorhynchia crassimeda* S.S.Buckman, Lias moyen, zone à *P. Spinatus* (très abondant).

Phonorhynchia serrata Sow. Ager pl. II, fig. 11 (à cause de la déformation).

Plagiostoma groupe *punctatata* Sow. (diffère de la forme de Sowerby par une fine ornementation réticulée.)

Rhynchonella quadrata S.S.Buckman, zone à *Spinatum*.

Rhynchonella crassimeda S.S.Buckman,

Rhynchonella (*Prionorhynchia*) *serrata* Sw. Ager, 1956, p. II fig. 12 - Domérien supérieur zone à *P. Spinatus*.

Rhynchonella bubula Dumortier (3) pl. 42, fig. 6-9.

Spiriferina sp.

Spiriferina rostrata Schlotheim-Domérien.

Micropaléontologiquement, la série est caractérisée par une grande fréquence des Foraminifères en particulier des Textularidés.

Aucune des microfaunes ou des macrofossiles que j'ai pu récolter dans la région comprise entre Privas et Aubenas n'infirmes ou n'affirme l'existence du Carixien (Pliensbachien inférieur ou Plinesbachien au sens de Haug et non d'Oppel). C'est pourquoi il semble que la partie inférieure du Lias moyen, Pliensbachien inférieur est en lacune stratigraphique.

C) LIAS SUPERIEUR

1) Toarcien

1° - Généralités :

Dans la série de base du Lias supérieur, c'est-à-dire le

Toarcien, qu'on rencontre en particulier dans la région comprise entre Privas et Aubenas, ^{on note} la fréquence de ravinement dans toutes les zones de cet étage, ou des Lacunes de dépôts ou bien la suppression totale d'une petite ou d'une grande partie de l'étage. Ce niveau est beaucoup mieux caractérisé par ses dépôts transgressifs car ceux-ci reposent sur n'importe quelle formation sédimentaire sous-jacente.

Tout près du Col de l'Escrinet, en amont du ruisseau l'Ouvèze au-dessous du tunnel de l'ancien chemin de fer, il repose sur le grès grossier du Trias supérieur, avec le faciès d'un calcaire gréseux oolithique et pisolithique et des fines alternances de couches ferrugineuses et non ferrugineuses à la base.

Plus au Sud dans la vallée du Buis, en aval de celle-ci, le Toarcien moyen repose sur le calcaire gris bleu à Chert. du Sinémurien.

2° - Caractères lithologiques et stratigraphiques

Ce niveau commence par des dépôts riches en clastique, son épaisseur totale est généralement faible .

a) Calcaire gréseux de base :

A la base, les dépôts sont stratifiés. Ces sédiments comportent assez souvent des grains ^{dans} clastiques quartzeux passant assez rapidement ou progressivement le sens horizontal ou vertical, selon les divers endroits, à un grès à ciment carbonaté parfois plus ou moins marneux. Ils sont assez souvent altérables par les agents atmosphériques, et assez rarement fortement cimentés, crinoïdiques et compacts faisant une petite dalle dans la topographie. A ces dépôts s'intercalent des passées marneuses, gris noir ou gris vert, feuilletées, ou non, gréseuses. Ils sont rarement géodiques ou lardés de veines de calcite blanche.

b) Niveau oolithique

Faisant suite aux calcaires gréseux des formations précédentes vient une série de calcaires peu marneux très peu gréseux, gris beige à la surface d'affleurement, gris l'oncé à une cassure fraîche. Cette série est très riche en oolithes blanches dans la région située au Sud du Col de l'Escrinet, mais au Nord et Nord-Est de cette localité, elle est peu ou fortement ferrugineuse (A Saint-Priest). La fréquence des oolithes offre à la roche un aspect ponctué.

Le diamètre de ces oolithes ne dépasse pas, généralement 1 mm, très exceptionnellement, peut-être 3 mm environ. Les clastiques se présentent en très faible quantité, leur taille ne dépasse pas 2 mm.

Dans cette série, s'intercalent des couches marno-gréseuses grises, gris noires, riches en fossiles et en pisolithes rouges ou noires.

Ce niveau dit oolithique ayant une épaisseur entre 0,70m et 1,50 m se présente presque partout, au Sud et au Nord-Est du col de l'Escrinet, à Saint-Priest; l'épaisseur est visible pendant 4 m environ. Ce niveau donc constitue lithologiquement un bon repère bien repérable sur le terrain. La base de ce niveau présente partout la partie médiane du Toarcien moyen. Il renferme plusieurs fossiles (cités plus loin).

c) Série calcaire et calcaréo-marno-gréseuse.

Au-dessus de ces formations reposent des dépôts détritiques plus ou moins calcareux et calcaréo-marneux auxquels s'associent des passées marno-gréseuses. En somme, cette partie montre presque le même aspect lithologique que la série située à la base du niveau oolithique cité ci-dessus.

d) Etude micrographique

Suivant plusieurs lames minces effectuées (à plusieurs endroits cités plus bas) dans les dépôts au-dessous et au-dessus du niveau oolithique, il apparaît des caractères lithologiquement communs, c'est pourquoi je ne cite pas ici les études micrographiques de chaque point séparément.

Parmi les endroits où les lames minces sont effectuées on peut citer du Nord au Sud : Sud du col de l'Escrinet, la ferme de Fabrique, les lieux dits Maumalles et Champagnac, au bord de la route rejoignant R.N. 104 à Saint-Michel-de-Boulogne (D.356), enfin le Nogier (Vesseaux).

Selon les différents échantillons, on remarque :

Calcaire peu ou très gréseux, passant à un grès à ciment calcaire, peu marneux ou argileux, souvent à forte granulométrie et à très mauvais classement de grains roulés. La matrice est presque toujours la calcite tantôt finement cristallisée, tantôt assez largement cristallisée, parfois organogène. La matrice englobe les éléments détritiques suivants :

Les grains de quartz souvent anguleux ou subanguleux de toute taille; leur nombre et leur granulométrie diffèrent selon les échantillons, parfois, ils sont très peu nombreux, quelquefois au contraire, ils montrent une grande fréquence où la roche au point de vue granulométrie est arénite ou aréno-rudite.

Les grains clastiques quartzeux sont assez souvent corrodés à leur bord par la calcite, c'est pourquoi ils montrent parfois des doigts de gants importants. Les microgalets de quartzite sont presque toujours présents, auxquels s'associent de temps en temps des galets de calcaire marneux contenant des cristaux losangiques de carbonate et quelques grains de feldspaths (orthoclase ou plagioclases) qui sont tantôt intacts, tantôt fracturés et brisés, avec une légère extinction roulante. A ces éléments s'ajoutent assez rarement des galets de pegmatite contenant des cristaux de tourmaline verte. Le mica blanc en fines baguettes glauconie, minerais opaques et la limonite en très faible quantité, sinon en trace. La calcédoine, quand elle existe, remplit les microfissures de la roche.

e) Les microorganismes

Je cite les microfaunes de chaque ou de deux endroits :

En amont du ruisseau de l'Ouvèze, non loin du tunnel de l'ancienne voie ferrée et la ferme Fabrique :

Débris d'Echinodermes et d'Entroques
Gastéropodes,
Section de lagénidés
Textularidés
Spicule d'éponge (section longitudinale)
Débris de Lamellibranches

Les lieux dits : Maumalles, Champagnac et au bord de route D. 356 :

Ces microfaunes appartiennent aux formations situées tout de suite au-dessus du niveau oolithique.

Débris d'Echinoderme et abondamment d'Entroques,
Radioles d'oursin, parfois avec leur canal central,
Section de petits lagénidés,
Fragments de Brachiopodes,
Fragments de coquilles de mollusques,
Miliolidés,
Microfilaments,
Nodosaria ou dentalina

Très rarement on remarque que quelques débris d'Echinoderme sont silicifiés.

Le lieu dit Serre des Champs et le Nogier :

Débris d'Echinodermes et d'Entroques piquants d'oursins
Débris de Mollusques
Fines oolithes très rares.

Etude micrographique et microfaunes du niveau oolithique

Les études de plusieurs lames minces effectuées systématiquement dans le niveau calcaire oolithique où la série est bien représentée, se trouvent en détail, en particulier, dans la coupe de Saint-Priest, près de la ferme Gros Glary et la coupe faite entre le lieu dit Champdonas et la ferme de Chomeil (Vesseaux).

f) Caractères microscopiques des oolithes ou pseudoolithes ferrugineuses ou non ferrugineuses :

Dans la construction des dépôts chimico-biogéniques ou chimico-clastiques de la base du Lias supérieur (Toarcien) on remarque, en outre, structure oolithique parfois à structures pisolithiques. Les oolithes ont tantôt une grande fréquence, tantôt sont peu nombreuses. Elles ont des corps ovales ou circulaires plus ou moins réguliers et présentent presque toujours une structure concentrique. La partie centrale des oolithes ou des pseudoolithes est habituellement formée par des débris d'Echinodermes parfois par une plage de calcite et plus rarement par un grain détritique mono ou polycristallin de taille variable. Quelques oolithes sont composites ou quelques autres sont enveloppées par une ou plusieurs couches concentriques.

3° - Eléments de chronologie

Le Toarcien (la base du Lias supérieur) était déjà connu dans la région étudiée par les différents auteurs, mais la subdivision complète de cet âge n'est jamais définie - tant macroscopique que microscopique. - Aucune de mes récoltes n'a jamais fourni les fossiles du Toarcien inférieur.

a) Toarcien moyen

A Saint-Priest, juste à 0,30 m de la base de la galerie où la coupe est faite; j'ai récolté : une Ammonite, en mauvais état. Elle semble se rapporter soit au genre Coeloceras s. str. peut-être c. acanthoïdes Reynés, du Domérien, soit à un Peronoceras (sous genre Dactyloceras), ce qui donnerait alors un âge Toarcien moyen.

Dans la même localité, à partir de 1,50 m à 2 m de la base d'affleurement, les Hildoceras bifrons Brug. sont assez nombreux (base du Toarcien moyen).

Un banc à 2,6 m m'a fourni :

Nautilus sp.

Peronoceras cf. *subarmatum* y et B. (d'Orb) Toarcien

Collina groupe du *mucronata* d'Orb : Toarcien moyen

Hildoceras bifrons Brug.

Vesseeux

+ Aux lieux dits : Côtes de Lachamp et Autagne, les bancs calcaires gréseux m'ont fourni :

Liogryphaea pictaviensis Hébert (= L. Knorri d'Orbigny, non volz : Toarcien,

Liogryphaea sp. affin. L. *Ocreata* Deslongchamps : Toarcien.

+ Au lieu dit Serre des Champs :

Les bancs calcaires marneux peu gréseux oolithiques et les interlits marneux de la base du niveau oolithique m'ont donné :

Hildoceras bifrons Brug. (abondants - La base du Toarcien moyen)

Harpoceras sp.

Coeloceras sp.

+ Le lieu dit Les Vidallets : (Les fossiles suivants sont récoltés dans les bancs calcaires peu marneux noirs plus ou moins gréseux,)

Hildoceras cf. *Levisoni* Simpson Toarcien

Nautilus sp.

+ Ucel, Saint-Julien-du-Serre, près du pont de Poisson.

Les faunes citées ci-après sont récoltées d'un banc de quelques centimètres marno-gréseux et calcaire très gréseux reposant sur le calcaire bleu à chert du Sinémurien.

Hildoceras bifrons Brug. abondant. à la base du Toarcien moyen.

Haugia sp; ind. le sommet du Toarcien moyen

La base du Toarcien supérieur

Au bord de la route N. 104, tout près de la ferme Béal, en face de celle-ci, un banc marneux très gréseux se trouvant entre les bancs calcaires gréseux qui sont à 1 m de la base de l'affleurement m'a fourni :

Pseudogrammoceras du groupe de *Saemanni* Dum : base du Toarcien supérieur.

b) Toarcien supérieur :

Le calcaire marneux oolithique du sommet du niveau oolithique m'a fourni à plusieurs endroits, la faunule du Toarcien supérieur accompagnant les fossiles des horizons précédents. Ceci indique que pendant le dépôt, dès la base du Toarcien supérieur, il y a eu des remaniements et des démantellements des formations précédentes ou bien à l'intérieur des dépôts venant de se former.

Ce caractère est remarquablement visible à Vessey, au lieu dit Serre-des-Champs (voir la coupe faite dans cette localité) et même à Saint-Etienne-de-Boulogne, (lieu dit Champagnac).

+ Saint-Etienne-de-Boulogne :

Le lieu dit Champagnac, les macrofaunes récoltées au sommet du dernier banc oolithique sont :

Ampullina pelops(d'Orb) Lias supérieur,
Dactyloides deceras sp. Lias supérieur,
Lytoceras sp.
Trachylotoceras sp. ind. Toarcien
Thysanblytoceras (fossile est en mauvais état d'après cycle de croissance) : Toarcien moyen.
Hildoceras bifrons Brug. Toarcien moyen (très abondant)
Harpoceratoides alternatus Simpson - Toarcien moyen partie inférieure,
Plagiostoma valoniense Defrance - Lias inférieur.

+ Vessey

Au lieu dit Serre des Champs, la faunule décrite ci-après est donnée par la dernière formation, du niveau oolithique :

Bélemnites cf. Quenstedti Oppel : Lias supérieur
Harpoceras bicarinatum Zietem : Toarcien supérieur,
Hildoceras semipolitum s. Buckman : Toarcien moyen
Hildoceras bifrons Brug. Toarcien moyen,
Harpoceras sp.
Pseudolioceras sp.
Rhy. (Gibbirynchia) sp. (Lias moyen)
Rhy. Squamiplex ? Quenst. (la base du Lias moyen).

Au lieu dit "Les Vidallets", la partie terminale des formations toarciennes a donné :

Une Terebratule sp. (difficile à interpréter sans le crochet (s.Elmi a les memes fossiles dans le Toarcien de Caux non déterminés - communication orale.

Il est à noter que partout, dans tous les dépôts du Toarcien, les Bélemnites et débris d'Echinodermes sont présents.

4° - Les chenaux et les ravinements du Toarcien

Plusieurs ravinements successifs de démantèlement et des chenaux se sont produits pendant les dépôts du Toarcien. Ceux-ci sont relevés par les différentes observations remarquablement visibles sur le terrain tant stratigraphiquement que paléontologiquement, à savoir :

+ - Saint Etienne -de-Boulogne

A 400 m environ en amont du confluent du ruisseau des Gras et du ruisseau de l'Escrinet, sur la rive gauche de celui-ci, il existe un affleurement calcaire très gréseux, où les clastiques peuvent avoir 6 cm de diamètre, et très riche en Nautilus sp. et des Brachiopodes ainsi que des Ammonites, mais difficilement récupérables, et ils sont tous indéterminables. M. Ch. LEDOUX (1868, p. 47) attribue ces formations ferrugineuses aux étages à A. biffrons :

Dans les mêmes formations, j'ai trouvé :

Rhynchonella (Quadratirhynchia) quadrata s. Buckm. Domérien (non Toarcien).

Au lieu dit Champagnac, la partie supérieure du niveau oolithique, montre des érosions et des remaniements où l'épaisseur de chaque banc change d'un point à l'autre. Elle renferme des fossiles remaniés de différents niveaux et horizons sous-jacents. Ceci prouve que les bancs de calcaire marneux oolithiques sont remaniés lors de la formation des dépôts sus-jacents, qui venaient se former, bien qu'ici, c'était l'axe du sillon. Les dépôts sont remaniés par de forts courants sous-marins.

+ Vesseaux

Au lieu dit Serre des Champs, on peut faire dans la partie supérieure du niveau oolithique, les mêmes remarques observées à Champagnac, mais ici les ravinements sont beaucoup mieux présentés, car :

1) La variation d'épaisseur des bancs est assez notable, mais pourtant elle ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres.

2) Les éléments roulés et remaniés provenant du démantèlement des formations sous-jacentes sont plus nombreux et plus grossiers, par rapport à ceux qui sont observés dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne.

Dans les dépôts formés par ces éléments, on remarque toute une série de fossiles remaniés, de différents âges.

Les nodules ou pisolithes très aplaties, arrondies ou ovoïdes, tantôt noires (charbonneuses) tantôt rouges (limoniteuses) sont très abondantes. Le noyau de ces nodules ou pisolithes est un galet ou un fragment d'Ammonite, calcaire finement cristallin, sublithographique, probablement du Lias inférieur ou un fragment, ou bien ^{une} Ammonite entière (surtout Hildoceras bifrons Brug.).

Les fragments de bois flottés charbonneux de la taille de quelques dizaines de centimètres s'y présentent parfois.

+ Saint-Julien-du-Serre :

Sur la rive gauche de la vallée du Buis, on remarque plusieurs chenaux. Un de ces derniers se trouve près du Suel, où le chenal a environ 40 m de large et 0,50 m à 1 m de puissance, les éléments constitutifs de ce chenal sont : les grands galets de quartz granitique, les nodules ou pisolithes aplaties circulaires, ovales, souvent rouges. Le noyau est formé par : un fragment de fossiles ou galet de calcaire parfois gréseux. Les couvertures de ces noyaux sont ^{un} en couches très fines et concentriques, formées assez souvent par calcaire argileux noir ou limoniteux.

Dans l'axe du chenal, les éléments constitutifs sont plus grossiers. Ceci prouve que dans l'axe, le courant et les déplacements des matériaux étaient plus forts qu'au bord du chenal.

L'autre chenal est observé près du pont de Poisson où les nodules et les pisolithes sont moins nombreux mais les fossiles, semble-t-il, bien remaniés, sont beaucoup plus fréquents (particulièrement Hildoceras bifrons Brug.).

Dans la plupart des cas, les éléments de ces chenaux diffèrent complètement de ceux de la roche encaissante. La puissance de ces chenaux diminue à partir de l'axe de ceux-ci.

Les stratifications entrecroisées se présentent parfois dans les gros bancs, en particulier dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne (bien visible au bord de la route D. 356, dans la petite carrière).

Selon les différentes remarques et observations paléontologiques, stratigraphiques et lithologiques relatées ci-dessus, il s'avère qu'il y a des remaniements importants commencés à la fin du Toarcien moyen et à la base du Toarcien supérieur. Et pendant cette période, tout au moins une partie du niveau oolithique est remaniée et est déposée tout de suite après.

2 - Aalénien

1) Caractères lithologiques et stratigraphiques

L'Aalénien fait suite aux calcaires gréseux du Toarcien. Il est beaucoup moins développé et il est souvent plus raviné que ce dernier. Il est formé, comme les dépôts de l'étage précédent par un calcaire gréseux dont les grains clastiques, surtout à la base de la série, sont plus abondants, à très forte et mauvaise granulométrie.

C'est dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, au lieu dit de Champagnac et dans celle de Vesseaux, au lieu dit Serre des Champs, que les conditions sont les plus favorables pour l'étudier.

Lithologiquement, on y distingue trois niveaux à faciès différents qui sont nettement reconnaissables, à l'échelle du terrain ainsi qu'assez souvent macro et microscopique les uns des autres.

Le passage de chaque niveau à l'autre est assez rapide et net.

a) Niveau calcaire gréseux de base, où les éléments clastiques sont très mal calibrés et un peu cimentés. La série est bien stratifiée, l'épaisseur de chaque banc n'excède pas 0,30 m, entre lesquels s'intercalent presque toujours des interlits ou des joints de grès marno-argileux, ou marno-gréseux assez caractéristiques de ce niveau.

Au microscope, on note :

La calcite, le quartz, les microgalets de quartzite, les feldspaths (très peu nombreux) les paillettes de mica blanc.

Parmi les organismes, on peut citer : Débris d'Echinodermes, fragments de coquilles de mollusques.

b) Niveau de calcaire gréseux peu marneux, d'aspect noduleux, passant dans le même banc, un grès ciment calcaire marneux, très caractéristique et facilement reconnaissable sur le terrain tant par sa présentation en petits bancs noduleux que par le caractère paléontologique, car il renferme des Ammonites de l'Aalénien moyen. Les Ammonites sont de temps en temps visibles aux affleurements mais difficilement récupérables (mauvaise conservation de la roche).

La roche est gris clair à l'affleurement et gris un peu foncé à la cassure fraîche.

Les constituants sont :

La calcite, les grains de quartz, les galets de quartz et très peu de feldspaths et des biotites intactes, fragments de marnes riches en débris d'Echinoderme. Les organismes sont généralement peu nombreux; les spicules d'éponge, les piquants d'oursin, les débris d'Echinoderme.

- c) Niveau de calcaire gréseux crinoïdique, compact, résistant aux affleurements exposés aux intempéries. Il est généralement en gros bancs faisant presque toujours de petites dalles dans la topographie et conservant ses couches sous-jacentes. Parfois, à l'intérieur de ces bancs, on remarque des stratifications entrecroisées surtout près du Nogier à la rive gauche du ruisseau de Picpoux. La roche est gris beige clair à l'affleurement et gris clair en profondeur. A la cassure, elle se débite en plaquettes. Elle est fortement cimentée. On y remarque quelques mouchetures de malachite et de pyrite.

Micrographie

L'étude d'une quinzaine de lames minces qui sont effectuées au sommet de ce niveau, dans les différents endroits, à savoir : Saint-Etienne-de-Boulogne, aux Auriolles, au bord de la route D.356, Vesseaux ; Près les Blachères, Chaulassy, à l'Ouest de la Pupe, les Ardennes, Autagnes, au bord de la route entre les Barras et le Nogier, donne lieu aux remarques suivantes qui sont souvent communes pour l'une ou plusieurs lames minces faites dans un point.

La roche est gréseuse, entroquitique, parfois partiellement graveleuse ou concrétionnée, à matrice calcitique fortement cristallisée. La calcite remplace parfois les grains clastiques, les granules de quartz de toute forme et de toute taille, (quelques uns d'entr'eux sont sub-automorphes), les galets de quartzite, les feldspaths (plagioclases et orthoclases), microline, Albite antiperthitique, Sanidine (2 V est petite : 12, presque uniaxe), se présentent très pauvrement, paillettes de mica, opale ayant tendance à recristalliser en quartz, rares fragments de pegmatite graphique, les baguettes d'apatite, la glauconie, trace d'oxyde de fer (limonite), quelques galets de grès.

Les organismes sont :

Débris d'Entroque souvent caractérisés par leur perforation centrale.

Menus débris d'Echinoderme, radiole d'oursin,

Foraminifère à test calcaire imperforé.

Débris de Foraminifère à test de calcaire granuleux

Légénidés

Tubes d'annelides

Débris de Brachiopodes

Test de Lamellibranche
Robulus ou Textularia
Bryozoaire
Filaments
Spicule d'éponge
Ostracode

On y note rarement quelques organismes (en particulier les Entroques) silicifiés ; également trace vague de stylolithe, très légèrement pigmentée par l'oxyde de fer (limonite).

2° - Eléments de chronologie

L'Aalénien inférieur est déjà connu en plusieurs endroits :
A Saint-Priest (F.O.ROMAN, 1950, p.37), à Saint-Etienne-de-Boulogne, près des Auriolles (au bord de la route D.356 reliant Saint-Etienne-de-Boulogne à la R.N.104 (R.MONTERDE et les géologues de la S.N.P.A. 1960, p.852) côte de Luol (S.ELMI, 1960, p.223)

Aalénien moyen :

Au lieu dit Champagnac (Saint-Etienne-de-Boulogne) et au sud du Nogier (Vesseaux), dans la vallée de Piopoux près le lieu dit Le Vidallet , le calcaire gréseux peu marneux d'aspect noduleux (niveau 2 , précédemment cité) m'a fourni :

Leioceratinae g. et sp. ind. Aalénien moyen .

Aalénien inférieur et supérieur sont totalement en lacune dans la Vallée du Buis (Ucel).

Aalénien supérieur :

Les Ammonites de l'Aalénien supérieur ont été trouvés dans la mine de minerai de fer oolithique exploitée autrefois à Saint-Priest (F. ROMAN 1950 - p.37)

Aucune formation entre le col de l'Escrinet et Aubenas n'a fourni les fossiles de l'Aalénien supérieur, il semble bien qu'il n'existe pas dans la région citée ci-dessus.

La limite des trois niveaux de l'Aalénien lithologiquement distingués plus haut ne peut absolument pas correspondre avec celle établie paléontologiquement par défaut de fréquence des fossiles et d'autres éléments chronologiquement valables.

3° - Les chenaux d'érosion sous-marins de l'Aalénien.

Plusieurs chenaux d'érosion sont observés en particulier dans la région comprise entre le Col de l'Escrinet et Aubenas. Tous ces chenaux sont localisés dans le calcaire gréseux crinoïdique (niveau trois)

et sont surmontés, soit par un liseré de calcaire argileux ou marneux beige contenant des fragments calcaires roulés et assez souvent riches en fossiles de la base du Bajocien supérieur, soit par le calcaire siliceux à chert du Bathonien inférieur.

Ces chenaux sont observés dans :

a) Région Saint-Etienne-de-Boulogne

Le lieu dit Maumalles,

Le lieu dit Coustouille, juste au commencement du petit ruisseau, sur la rive gauche de celui-ci, près du sentier sans issue.

b) Région de Vesseaux

La rive gauche du ruisseau de la Buisse, un peu au sud et au-dessous du hameau de Buisse.

Entre la ferme des Barras et du Nogier, juste au tournant de la route au-dessus du ruisseau, et sur la rive gauche de ce dernier.

Entre le Nogier et les Chevaliers, sur la rive gauche du petit ruisseau qui passe entre ces deux fermes.

Au-dessous du Nogier et des Audibert, sur la rive gauche du ruisseau passant entre les deux hameaux.

A quelques mètres au sud de la ferme du Chiez, où les éléments conglomératiques sont bien visibles, tant sur la rive gauche que sur la rive droite du ruisseau Picpoux.

Les caractères des éléments roulés des chenaux d'érosion de l'Aalénien ressemblent bien à ceux du Toarcien qui sont expliqués plus haut. Mais ici la plus grande puissance visible des chenaux approchait de 4 m, par exemple le chenal de la vallée de la Buisse (au nord du village de Vesseaux) où le diamètre des nodules ou des pisolithes peut être exceptionnellement 17 cm, comportant un noyau dont le plus grand mesuré approchait 5,5 cm. Les noyaux ne sont presque jamais des organismes fossiles mais tous autres fragments roulés, soit granitiques, soit sédimentaires, provenant du démantèlement des formations sous-jacentes et voisines.

Le plus beau chenal bien visible à l'affleurement, est celui qui se trouve entre le Nogier et les Chevaliers, où on remarque la limite nette, l'épaisseur et la présentation du chenal vis-à-vis du banc dans lequel il se trouve.

Les observations de ces chenaux sur le terrain suggère une orientation presque Est-Ouest.

A l'appui de cette remarque, on peut citer à titre d'exemple : une galerie de recherche du minerai de fer, faite dans la direction Est-Ouest en suivant le chenal qui se trouve au Sud de la ferme des Audiberts, la rive gauche du ruisseau de Picpoux. Ces chenaux sont plus ou moins ferrugineux.

La découverte de ces chenaux et de leur présentation dans le temps et dans l'espace, pendant les dépôts liasiques, offre un intérêt capital à l'interprétation paléogéographique lors de ces dépôts.

J'ai pu mettre en évidence et étudier très rapidement l'existence de ces chenaux en dehors de la zone étudiée, par exemple :

Au Sud de Largentière, dans la région de Laurac, ces chenaux sont nombreux.

A Joyeuse, dans le lit du ruisseau juste au-dessous du cimetière le canal est visible le long de plusieurs mètres.

Aux Vans, au lieu dit le Bar, au bord de la route de la Blachère les Vans où les formations sont très ferrugineuses.

Toutes ces observations montrent que, contrairement aux idées de certains auteurs étudiant cette région, (Les géologues de la S.N.P.A. 1960, rapport n° 376, p. 392, DELCEY-LEDUC (1961) et M.AUBAGUE 1962, p.33) ces remaniements sont des chenaux sous-marins, et non un "Hard-ground".

B. DOGGER

1) Bajocien

Caractères lithologiques et stratigraphiques

Les formations liasiques sont généralement surmontées par un liseré de calcaire marneux, riche en fragments de calcaire remanié. Il est beige ou jaunâtre, parfois gris, peu gréseux, facilement altérable. La puissance de ce niveau dans les endroits où j'ai pu la mesurer varie de quelques centimètres à 1,10 m; parfois, elle est nulle. Ce niveau, s'il existe généralement, donne des fossiles caractéristiques du Bathonien supérieur (voir plus loin).

Eléments de chronologie

Le Bajocien inférieur est connu à Saint-Priest (F. ROMAN, 1950, p.42). Le Bajocien inférieur est en lacune entre le

Col de l'Escrinet et Aubenas.

Aucune formation ne m'a jamais donné les fossiles précisant l'âge du Bajocien moyen d'autant plus qu'à ma connaissance, il n'y a pas dans la littérature de cette région une citation concernant le Bajocien moyen. En somme, il est en lacune dans toute la contrée étudiée.

Bajocien supérieur

Le Bajocien supérieur n'est connu qu'en quelques points (Champondonas, Champagnac). Il est toujours peu épais.

La faunule que j'ai récoltée à ce niveau est la suivante :

Au lieu dit Champagnac (Saint-Etienne-de-Boulogne) dans la formation calcaire marneuse gréseuse de 1,10 m d'épaisseur.

Bigotites sp. (fragments) - base du Bajocien supérieur

Bélemnites sp.

Rhynchonella quadriplicata ziet.

Rhynchonella (Gnathorynchia) aff. trigonella Rothpletz
(l'espèce du Callovien).

Au lieu dit Autagne (Vesseaux) :

Bigotites sp.

Bélemnites sp.

plusieurs fragments de Brachiopodes

Evolution et conditions des dépôts du Lias moyen, supérieur ou Bajocien

Le Lias moyen (Domérien) présente des formations riches en éléments détritiques ayant tendance au faciès littoral mais franchement marin. Ces formations au Nord (vers le Col de l'Escrinet) et Sud-Ouest (Saint-Julien-du-Serre) deviennent plus grossières à faciès côtier, mais elles montrent dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, où elles ont un maximum d'épaisseur des faciès plus fins, de mer plus profonde à fond réducteur (riche en microfaune en particulier les Foraminifères) provoquant un milieu euxinique favorable à la précipitation des dépôts de minerai Pb, Zn, Cu et Baryum, ainsi que tout au moins localement des schistes carton et calcaire bitumineux (R. Mousterde et les géologues de la S.N.P.A. 1960).

Le Toarcien montre un faciès détritique tout à fait à la base et au sommet. Mais la partie médiane de cet étage possède un faciès oolithique, pauvre en éléments détritiques quartzeux mais en revanche,

riche en carbonate. Dans la province des eaux peu profondes des bassins actuels, la précipitation des sels de calcium sous forme d'oolithes ne s'effectue que dans les régions chaudes (B.P. ZHIZHCHENKO, 1959), c'est pourquoi les oolithes calcaires indiquent une température chaude pour les bassins où les dépôts se forment. Il est admis depuis longtemps que les accumulations d'oolithes représentent des formations caractéristiques de faibles profondeurs (N.M. STRAKHOV 1957, tome II), des milieux agités et mobiles (A. LOMBARD 1956). Elles se rapportent à la bande précotière.

Ces oolithes calcaires se forment au-dessus du seuil de saturation (A. LOMBARD 1956) autour de n'importe quelles particules en suspension. Elles sont toutefois roulées sur le fond et transportées.

Le Toarcien supérieur présente des formations riches en détritique ainsi que plusieurs épisodes de remaniements, ravinements de ses dépôts et même ceux du Toarcien moyen, où on voit souvent des chenaux d'érosion et des fossiles remaniés du Lias moyen et du Toarcien moyen. Donc, ce niveau correspond à une période d'instabilité plus intense dans la région régnant jusqu'à la fin du Toarcien supérieur et peut être à la base de l'Aalénien inférieur.

Aalénien inférieur et moyen possèdent comme les termes précédents des sédiments chimico-clastiques, à faciès sublittoral et littoral mais franchement marin, qui correspondent à une période de la formation d'un bassin peu profond, durant laquelle l'instabilité intense durant le Toarcien supérieur est très sensiblement atténuée, car ces niveaux ne contiennent ni des fossiles des autres étages ni des formations remaniées, sauf dans la partie supérieure des formations de l'Aalénien moyen où l'on voit plusieurs chenaux d'érosion sous-marins attestant de l'accentuation des phénomènes épirogéniques lors des dépôts de l'Aalénien moyen et avant les dépôts sus-jacents.

Aalénien supérieur au Bajocien supérieur.

L'absence des dépôts de l'Aalénien supérieur jusqu'à la base du Bajocien supérieur, ainsi que la présence du liseré de calcaire argileux ou marneux riche en fossiles et des fragments remaniés (de base du Bajocien supérieur) et également la fréquence des chenaux d'érosion situés immédiatement au-dessous du liseré calcaire marneux remanié du Bajocien supérieur ou calcaire siliceux à cherts du Bathonien inférieur, prouvent que pendant toute cette période, il existait une instabilité du socle très violente, responsable de la surélévation du fond du bassin, des érosions très intenses d'un continent très proche et des ravinements, remaniements des sédiments précédemment formés, ainsi que des formations de chenaux sous-marins de l'Aalénien moyen avant les dépôts plus récents.

Variations stratigraphiques du Lias moyen , supérieur et du Bajocien

Je viens d'étudier les conditions et les évolutions des sédiments dans le temps. Quelles sont les variations de sédiments horizontalement et verticalement en fonction des autres faits géologiques qui les contiennent également ?

	!	La Chava-	!	Serre	!	Champa-	!	Alen-	!	En amont	!	Col de	!
	!	de-près	!	des	!	gnac	!	tours	!	du ruis-	!	l'Arénier	!
	!	du Pont de	!	Champs	!	(Saint-	!	du Roc	!	seau l'Ou-	!	nier	!
	!	Poisson	!	(Ves-	!	Etienne-	!	de	!	vèze (près	!		!
	!	(Vallée du	!	seaux)	!	de-Bou-	!	Gour-	!	du Col de	!		!
	!	Buis)	!		!	logne)	!	don	!	l'Escrinet	!		!
	!		!		!		!		!		!		!
	!	Lias moyen	!	0 ^m	!	17,80 ^m	!	21,70	!	0	!	0	!
	!		!		!		!		!		!		!
Lias supérieur	(	Toarcien	(	0,50 à	(	5,08	(	9	(	0	(	8	(
	(		(	2,55	(		(		(		(		(
	(		(		(		(		(		(		(
	(	Aalénien	(	0	(	6,12	(	11,00	(	0	(	0	(
	!		!		!		!		!		!		!
	!	Bajocien	!	0,20	!	0,30	!	1,10	!	0	!	0	!
	!	supérieur	!		!		!		!		!	0,70	!

Tableau n°3 (Variations des dépôts du Lias moyen, supérieur et du Bajocien)

Comme le tableau ci-dessus le montre, on remarque que la plus grosse épaisseur des dépôts se trouve dans la région de Saint-Etienne de Boulogne; donc, de part et d'autre , en allant au Nord et Nord-Est, ainsi qu'au Sud et Sud-Ouest, l'épaisseur des formations diminue très sensiblement en biseaux. La variation la plus remarquable est leur absence totale du Lias moyen et supérieur, en particulier, aux alentours du Roc de Gourdon et au Col de l'Arénier ainsi que le Lias moyen, tout l'Aalénien et presque totalement le Bajocien dans la Vallée du Buis.

Les faits géologiques , responsables de ces fluctuations de dépôts, existaient dès le Lias inférieur, car comme il est dit plus haut, il existe des amincissements des dépôts des sédiments pour l'Hettangien et le Sinémurien.

Ces variations d'épaisseur vont parallèlement aux variations

des faciès lithologiques de la roche, bien que le Toarcien moyen soit riche en calcaire et oolithes mais pauvre en clastique couvrant une grande partie de la région; quand on se rapproche au Nord, par exemple les faciès deviennent de plus en plus côtiers ou grossiers, riches en grains clastiques.

A 400 mètres en amont du confluent du ruisseau des Gras, et du ruisseau de l'Escrinet, dans le lit de ce dernier, est situé un affleurement de calcaire du Domérien (cité plus haut), à éléments très grossiers, ferrugineux. Au-dessus repose un calcaire crinoïdique se terminant par des formations conglomératiques ferrugineuses, riches en grains quartzeux.

Dans la région de Conchy, sur la rive gauche du ruisseau de celui-ci près du pont, les formations du Toarcien moyen montrent un faciès très grossier, conglomératique, ferrugineux, qui renferme d'après M. Ch. LEDOUX (1868, p.48) *Hildoceras bifrons*.

Le Toarcien moyen apparaît dans le ravin de l'Ouvèze où il montre des formations chimico-clastiques, riches en éléments grossiers (pouvant aller jusqu'à 5 cm) de pisolithes dont le diamètre va jusqu'à 5 mm et peu d'oolithes à sa base. Ces formations sont en lacune aux alentours du Roc de Gourdon, ainsi qu'au Col de l'Arénier. Puis, elles se représentent à nouveau plus à l'Est dans la région de Saint-Priest où elles constituent un niveau ferrugineux exploité autrefois.

Un petit banc fossilifère du Bathonien inférieur couvre aux environs de Grange Madame (R. MOUTERDE et les géologues de la S.N.P.A. 1960) les grès arkosiques du Trias.

Conclusion :

Suivant les faits relatés plus haut, apparaissent les fluctuations épirogéniques responsables de l'instabilité du socle, se manifestant durant la sédimentation du Trias puis au Lias. Ce socle est responsable de l'esquisse de la formation en deux croupes allongées, anté-liasiques, mises en évidence par une série de lacunes, de sédimentation liasique, étudiée plus haut.

Ces paléoreliefs, l'un localisé au Nord, allongé, de direction Nord-Est et l'autre situé à l'Ouest, de direction N NE S↘SO, bordent un grand sillon qui se localise (au nord) entre : le Roc de Gourdon, le col de l'Escrinet et le col de l'Arénier et au Sud, entre Saint-Julien-du-Serre et Aubenas, où le sillon est orienté N NO SSE; la sédimentation dans son axe a été continue du Trias jusqu'au Lias.

Les niveaux diminuent d'épaisseur au bord de ces deux groupes. La présence du Toarcien moyen dans le ruisseau de l'Ouvèze entre le Col de l'Escrinet et le col de l'Arénier, là où le Lias est totalement absent, prouve que la croupe Nord a une incurvation faisant une gouttière orientée à peu près Est-Ouest dans laquelle se déposent sur les sédiments détritiques très grossiers du Trias supérieur, le Toarcien à faciès oolithique ou pisolithique.

Les fluctuations épirogéniques procèdent de l'époque liasique jusqu'au Bajocien supérieur; nombreux cycles de régressions, transgressions, phases de démantèlement intense d'un socle très ancien (socle hercinien, Permien, Trias), ainsi que des courants sous-marins violents qui érodent les sédiments pendant qu'ils se déposent, et plusieurs chenaux d'érosion sous-marins.

En somme, les mouvements violents et l'érosion intense du socle très proche provoquent, tout au moins durant la sédimentation liasique, des faciès gréseux, littoraux, et des faunes dénotant la proximité d'un littoral, s'étalant sur toute la plate-forme continentale et montrant que le rivage ne devait pas être loin de la bordure du Massif ancien telle qu'elle est actuellement. Plus on descend à l'aval du bassin en s'éloignant du rivage, plus les formations riches en clastique, se déchargent complètement de ces derniers. Car le Lias moyen et supérieur au sondage de Villeneuve-de-Berg (sondage de la S.N.P.A.), montre une épaisseur de 333 m formée par calcaire, calcaire argileux, marnes et argiles. Le Lias moyen et supérieur au sondage de Vallon (sondage de la S.N.P.A.) présente 61 m d'épaisseur constituée de calcaire, calcaire argileux et marnes).

Limite cartographique :

Les dépôts du Lias moyen, supérieur et Bajocien affleurent dans la région étudiée en une bande très étroite de direction à peu près N NE SSO, où les étages ou les différents niveaux sont assez pauvres en faunule. Quelques étages où des horizons sont soit en lacunes, soit ravinés et démantelés lors des formations plus récentes où l'épaisseur de chaque étage diminue de quelques mètres à quelques centimètres ou même disparaît. C'est pourquoi l'échelle du lever géologique (1/20.000) de mon travail se prête mal à l'établissement du lithologique au paléontologique d'une limite entre chaque horizon ou chaque étage qui soit cartographiquement valable, d'autant plus que dans chaque étage, on remarque parfois plusieurs épisodes de transgression ou de régression.

2 - Bathonien

1° Caractères lithologiques et stratigraphiques

a) Description macroscopique :

Les formations chimico-clastiques du Lias et le liseré du calcaire marneux remanié et transgressif de la base du Bajocien supérieur, sont surmontés par une série de formations, lithologiquement monotones à la base. Il s'agit de calcaires peu marneux en bancs bien stratifiés, où l'épaisseur de chaque banc varie en général de 5 à 12 cm, rarement 40 cm, très exceptionnellement 50 ou 60 cm. Les bancs sont latéralement très riches en accidents siliceux sous forme de rognons arrondis, ovales ou sous forme de miches allongées, suivant la stratification, dont le diamètre de chacune varie de quelques centimètres à 0,70 mètre environ.

Cette caractéristique se remarque tant dans la physiologie du paysage que dans les caractères lithologiques de la roche, ce qui fait que cette série est un excellent repère lithologique dans la région étudiée : sa base représente, dans notre levé géologique, la limite entre Bajocien supérieur et Bathonien inférieur.

La roche est en bancs gris beige, jaunâtres ou gris blanchâtre, à l'affleurement, et gris clair ou gris foncé sur cassure fraîche, elle est dure, à pâte finement cristalline. Elle s'altère facilement et, dans ce cas, elle devient molle, de couleur jaune ou beige très clair, et constitue des champs cultivables surtout pour les châtaigniers (arbre particulièrement siliceux), par sa richesse en silice. Les nodules ou les miches siliceuses sont en relief quand la roche est un peu altérée (voir photo n° 21).

Dans ces bancs siliceux à cherts s'intercalent assez régulièrement des interlits de calcaire très marneux ou marno-calcaire en plaquettes minces, à débit schisteux. Au-dessus de ces calcaires marneux à cherts succèdent progressivement des bases calcaires plus marneux, devenant plus épais avec disparition des nodules siliceux et augmentation des intercalations marno-calcaires. Cette série est datée du Bathonien moyen. Elle passe ensuite à des formations marno-calcaires, de marnes franches et de calcaires argileux. Plus on monte dans la série, plus les passées marneuses deviennent fréquentes. Ces formations renferment des fossiles du Bathonien supérieur au sud du Col de l'Escrinet.

b) Description micrographique

Une dizaine de lames minces effectuées en différents points

de ces formations au Sud du Col de l'Escrinet, révèle les caractères lithologiquement et pétrographiquement semblables à elles-mêmes partout.

A la base de ces formations, on note un calcaire marneux à Lamellibranches pélagiques. Puis, au-dessus, vient un calcaire marneux à radiolaire. Enfin, la série se termine par une formation de marno-calcaires de marnes franches. La pâte selon les différents échantillons est lithoïde, finement cristallisée, très peu diétritique, où les constituants sont : la calcite, le quartz, très peu (anguleux ou à angle émoussé) peu ou quelques traces d'oxyde de fer, calcédoine recristallisée en quartz. Très exceptionnellement, on note des veines de silice, plus rarement un peu de glauconie.

Les microorganismes : Les lames montrent presque toutes un faciès pélagique :

Entroques,
Débris de Lamellibranches pélagiques,
Robulus ou Textularia
Radioles d'oursin
Spicules d'éponge.

Eléments de chronologie

Ces formations sont pauvres en macrofaunes.

F. ROMAN (1950, p.46) pense avoir reconnu parmi les fossiles du minerai de fer à Saint-Priest la faune du Bathonien inférieur.

Au Nord-Est du Col de l'Escrinet, au virage qui suit Grange Madame, la partie terminale des grès grossiers blancs du Trias supérieur est surmontée par un petit banc de calcaire compact à faune de la base du Bathonien (R. MOUTERDE et les géologues de la S.N.P.A. 1960 p. 853).

R. BUSNARDO et S. ELMI (1961) attribuent aux calcaires marneux à rognons siliceux affleurant au sud du Col de l'Escrinet un âge Bathonien inférieur et moyen. Ces derniers ont récolté au Plat Redon et au Fesc, dans un calcaire argileux au-dessus, la faune du Bathonien moyen et la base du Bathonien supérieur, ainsi que les faunules du Bathonien supérieur, la formation de marnes et marno-calcaires constituent le sommet de cet étage. J'ai récolté moi-même sur place, au nord de Vesseaux au lieu dit Valauri une ammonite : Spiroceras sp. Bajocien supérieur Bathonien.

MALM :

Le Callovien, l'Oxfordien et la base de l'Argovien

Caractères lithologiques et stratigraphiques :

A - Le Callovien, l'Oxfordien et la Base de l'Argovien
entre Saint-Dider et Saint-Priest .

1 - Macrofaciès et Macrofaunes ;

a) - Le Callovien :

Le Callovien a un vaste développement dans la région de Saint-Priest où il est bien entaillé par la rivière de l'Ouvèze et également dans la région de Vesseaux constituant la "Terre Noire."

Sur le Callovien inférieur représenté par des formations marneuses ou gris sombre avec des intercalations rares de bancs et de calcaires marneux (qui représentent la limite du Bathonien supérieur et du Callovien inférieur) repose le Callovien moyen , également marneux mais avec des intercalations de bancs calcaires plus fréquentes vers le sommet de la série. Les bancs de calcaire marneux plus rapprochés sont également plus épais. La puissance des bancs varie généralement de 0,10 à 0,15 m à la base, de 0,35 à 0,40 m au sommet.

Cette dernière formation est constante dans toute la région et correspond au Callovien moyen comme le prouve :

- Le lieu dit "Côte des Fourniers" :

Belemnites sp.

Brachiopodes

Choffatia sp. ex gr. recuperoi Gemm.

Choffatia sp. Callovien

Hecticoceras sp. ex gr. Lugeoni Tsyrov.

Phylloceras sp.

Pseudopérisphinctinae ?

Reineckeidae gen. ind. Callovien.

Reineckeidae gen. ind. Callovien
Reineckeia sp. Callovien
Reineckeidae (? Reineckeites sp.) : Callovien.
Sowerbyceras sp.

- La région comprise entre le hameau , la Garde et le lieu dit Combe d'Oulmet.
Belemnites ,
Parapatoceras sp.
Sowerbyceras sp. (assez nombreux).
Plusieurs Ammonites , probablement des jeunes macrocéphalites sp.

- Dans la même région, à la ferme isolée Brauzac, les formations de calcaire marneux et marno-calcaires ont fourni :

Reineckeites ou Kellawaysites sp. Callovien supérieur (détermination de J. SORNAY).

- Au Col de l'Arénier :

Plusieurs Ammonites jeunes indéterminables
Glochiceras sp.
De grandes empreintes en creux de Reineckeia
Oxfordien s.l. + ? Callovien ?

- Entre les lieux dits le Planet et Figearé (Vesseaux) les faunes citées ci-dessous sont toutes du Callovien et sont issues des bancs marno-calcaire en plaquettes, de quelques centimètres au-dessous du niveau grumeleux et transgressif de l'Argovien;

Brachiopodes,
Choffatia ? (en plusieurs nombres)
Choffatia sp. ex gr. Waageni Teiss.
Hecticoceras sp.
Hecticoceras sp. ex gr. suevum Bonar ?
Débris de Périnspinctidae ou de Reineckeidae
Phylloceras ?
Reineckeites ?

- Sur la route allant de la Cave coopérative à la Croix d'Houme (Vesseaux) :

Choffatia sp.
Grossouvria cf. rjazanensis (Teiss). (SAYN et ROMAN, 1928, p.156, pl. X, fig.14).
Grossouvria ? (à rapprocher de SAYN et ROMAN, 1928, pl.10 fig.13)

Hecticoceras sp.
Hecticoceras sp. ex gr. bonarelli de Lor.
Macrocephalites sp.
Parapatoceras sp.
Perisphinctes sp.
Phlycticeras sp.: Callovien.
Phylloceras lajouxense de Lor. (in SAYN et ROMAN, 1928).
Reineckeites ou Reineckeia sp.

- Le lieu dit Les Fages :

Grossouvria sp.
"Perisphinctes" proplanulites cf. curvicosta Oppel.
"Périsphinctes" cf. Surbbackerias d'Orb.
Reineceites sp.

b) Au-dessus, l'Oxfordien transgressif est représenté par des bancs de calcaire légèrement marneux avec passées marneuses, à faciès difficile à distinguer sur le terrain des formations sous-jacentes mais contenant en certains points notamment à Vesseaux, (après le premier tournant, sur le sentier qui va de la Coopérative à la Croix de l'Houme) où j'ai trouvé le fossile caractéristique (1) *Spinigera protea* PIET., qui n'avait pas encore été signalé dans la région, fossile associé à d'assez nombreuses tiges de *Balanocrinus colloti* P. de LORIOU (1887, pl.192, fig. 1-6) et *B. sulbteres* (Münster) AGASSIZ (de LORIOU, 1187, pl.192, fig.7-12). Ces deux dernières espèces se retrouvent en abondance à l'état remanié dans la base de l'Argovien.

Cet Oxfordien à *Spinigera protea* ne se rencontre conservé que localement, l'Argovien reposant généralement directement en transgression sur le Callovien moyen.

c) La base de l'Argovien est constituée par un cordon grumeleux d'existence constante dans la région étudiée. Elle repose par une surface de remaniements sur les terrains

(1) Détermination de M. BREBION;

sous-jacents : l'Oxfordien à Vesseaux , le Callovien supérieur à la ferme Brauzac (Saint-Priest), le Callovien moyen ailleurs . Juste à la base de cette formation, on trouve presque partout des fragments remaniés de *Balancrinus colloti* et *B. subteres* (Oxfordien).

S.ELMI a trouvé dans ce niveau *Pseudogregoryceras* sp. Ammonite "d'affinité oxfordienne" (ELMI , 1961).

Les fossiles existant à la base du niveau de remaniement de l'Argovien entre Saint-Didier et Saint-Priest sont :

- Au bord de la route Aubenas-Montélimar, après le pont suspendu sur l'Ardèche dans le premier grand tournant de la montée et avant la carrière Gleyzal, un fragment de tour externe de *Reineckeina anceps* (Zeiten), (Callovien moyen).

- A Vesseaux, au lieu dit Montchamp : *Grossouvria* sp. ex gr. *subbackeriae* d'Orb , (Callovien) , *Reineckeites* sp. (Callovien), *Sowerbyceras* aff. *protortisulcatum* Pompeckj (Argovien), *Arisphinctes* sp. ex gr. *treptensis* Sim. (Argovien).

- Au lieu dit l'Aquériol à Vesseaux : *Sowerbyceras* sp. (Argovien probable), *Perisphinctes* sp. , *Kranaosphinctes* sp. *Taramelliceras* (*Proscaphites*) sp. *Dictiothyris gruneri* Haas ?

- Au-dessus du filon de basalte qui se présente sur le sentier allant de la cave coopérative à la Croix de l'Houme :

Creniceras sp.

Echinide

Glochiceras sp.

Lamellaptychus

Lissoceratoïdes sp.

Rhynchonella (*Lacunosella*) *arolica* Opp. : Argovien-Séquanien,

Sowerbyceras cf. *tortisulcatum* d'Orb : Argovien.

Trimarginites sp.

Avec les formes du Callovien suivant :

Grossouvria cf. *rjazanensis* Teiss. in Sayn et Roman , 1928.

Hecticoceras sp.

H. sp. ex gr. *bonarelli* de Lor.

Macrocephalites,

Phylloceras sp.

P. *la jouxense* de Lor. in Sayn et Roman, 1928).

- Le lieu dit Le Planet près de l'ancienne voie ferrée (Vesseaux).

Balanocrinus subteres (Munster)

Grossouvria sp. ex gr. rjazanensis Teiss. (in SAYN et ROMAN, 1928)

Hecticoceras sp. Macrocephalites sp. : Callovien.

- Le lieu dit Figearé (Vesseaux) :

Creniceras sp.

Lissoceratoïdes sp.

Peltoceras (Gregoryceras) aff. transversarium Quenst.

Perisphinctes cf. bernensis de Lor. (Nucleus). Argovien inférieur.

Perisphinctes sp.

P. sp. ex gr. treptensis Simion.

Phylloceras (Holcophylloceras) sp.

Plegiocidaris ardesica Thiery - Callovien.

Taramelliceras (Proscaphites) sp.

T. (P.) Costatum Quenstedt, Sowerbyceras sp.

- Entre les lieux dits Le Planet et Figearé (Vesseaux) :

Sowerbyceras cf. torisulcatum d'Orb, s. cf. protortisulcatum.

Pomp., Lissoceratoïdes cf. erato d'Orb., Glochiceras ?,

Dichotomosphinctes sp. ex gr. tizianiformis Choffat, Perisphinctes cf. bernensis de Lor. (nucleus) , Echinides.

- Dans le Ruisseau de Chalou (Vesseaux) : Choffatia recuperoi Gemm. (Callovien moyen ou sup.) Reineckeites sp.

- Au-dessus du Moulin Artige (Saint-Etienne-de-Boulogne) fragments de Grossouvria (Callovien).

- Au Col de l'Escrinet : Hecticoceras sp. (Callovien).

H. (Brightia) cf. pseudopunctatum Lahusen, H. sp. ex gr. balinense Bonar., Dichotomosphinctes sp. (Argovien inférieur), Kranaosphinctes sp., Cardioceras sp., C. cf. biplanum Maire, Phylloceras sp., Sowerbyceras sp., S. cf. tortisulcatum d'Orb. (Argovien), S. protortisulcatum Pomp., Perisphinctes cf. bernensis de Lor. (nucleus), Discosphinctes cf. subschillei Lee, Dichotomosphinctes ex gr. tizianiformis Choff.,
Echinodermes : Rynchonella (Lacunosella) montsalvensis Gillieron : zone à transversarium.

Les fossiles suivants ont été trouvés dans la partie supérieure de ramaniement de l'Argovien:

- A 800 m du quartier des Bouchets (Saint-Privat) :
Lissoceratoïdes cf. *erato* d'Orb. (Argovien), *Trimarginites* sp.
Ochetoceras sp., *Sowerbyceras* sp. S. cf. *tortisulcatum* d'Orb,
S. cf. *protortisulcatum* Pomp., *Perisphinctes* sp. *P. delgadoïde*
Riaz non Choffat, P. sp. ex gr. *navillei* Favre in de Lor.
Kranaosphinctes sp.,

- Sur le sentier qui va de la cave coopérative à la
Croix de l'Houme (Vesseaux) : *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* d'Orb,
Perisphinctes sp. ex gr. *bernensis* de Lor. (nucleus).
Dichotomosphinctes sp. *Trimarginites* sp. *Taramelliceras*
(*Proscaphites*) sp. *Belemnites* sp. (Argovien) *Lissoceratoïdes* sp.
Phylloceras (*Holcophylloceras*) sp. *Dictiothyris gruneri* Haas.,
Echinidés.

- Au moulin Artige (Saint-Etienne-de-Boulogne), sur le sen-
tier qui va du Moulin Artige à Pra-Maillet : *Sowerbyceras* sp.
Dichotomosphinctes ? *Lissoceratoïdes* cf. *erato* d'Orb., *Entolium* sp.

- Au moulin Artige , sur le sentier qui va du moulin Artige
à Louyre : *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* d'Orb (Argovien).
Perisphinctes cf. *bernensis* de Lor., *Dichotomosphinctes* sp. ex gr.
pseudocrotalinus Kil. et Gerr. , *Arisphinctes* (?) cf. *Choffati*
de Riaz, *Phylloceras* sp., *Trimarginites* sp. *Taramelliceras*
(*Proscaphites*) ex gr. *costatum* Quenst., T. ex gr. *dentostriatum*
Quenst. - *Balacrinus subteres* (Münster). *Terebratula* (*Nucleata*)
grossouvrei Rollier (Argovien). Echinidés.

- A la Garde (Saint-Priest) : *Perisphinctes* sp. (Argovien ?)
P. ex gr. *bernesis* de Lor. (nucleus).

- Au lieu dit Côte des Fourniers, : *Belemnites* - *Euaspi-*
doceras sp. Juv. *Lamellaptychus*, groupe B cf. *Fabrei* Tranth. (
(Oxfordien supérieur - Berriasien inférieur). *Lamellibranches* ? -
Lissoceratoïdes sp. (en plusieurs exemplaires) débris d'*Oppellidae*.
Perisphinctinae gen. ind. - *Perisphinctes* suben. ind. (nucleus).
P.str. s. certainement plusieurs sous-genres. *Phylloceras*
(*Holcophylloceras* sp.) *Phylloceras* sp. *Protophites* cf.
cristoli Beaudoin. *Sowerbyceras* sp. (abondant) - *Taramelliceras*
sp. ex gr. *calliceram* Oppel., T.sp. ex gr. *obumbrans* Holder.
T. cf. *bachanium* Oppel = Zone à *Transversarium* - (en plusieurs
exemplaires) - T. sp. et gr. *bachanium* Oppel ? *Taramelliceras* sp.
Juv. *Taramelliceras* sp. (en plusieurs exemplaires). *Terebratula*
(*Nucleata*) cf. *nucleata* (Schlothy) (Argovien).

2 - Microfacies et Microfaunes

Sur de nombreuses lames minces effectuées dans la formation callovienne entre Saint-Dider et Saint-Priest, on remarque les caractères suivants :

Marnes, marno-calcaire ou calcaire très marneux , à structure cryptocristalline, purement détritique , parfois micrograveleuse ou microcristalline.

Les constituants sont : la calcite, le quartz , toujours en petits grains très rares, souvent à contours dentelés en forme de golfe, dûs à un remplacement par la calcite, exceptionnellement en cristaux automorphes, glauconie très rare, des traces d'oxyde de fer (limonite) donnant une pigmentation parfois homogène à la roche. De petites amas opaques à contours irréguliers renferment des grains de quartz. La calcédoine, les paillettes de biotite s'y trouvent exceptionnellement.

La microfaune est représentée par : Spicules de spongiaires (abondants) débris d'Echinodermes, petits lagénidés, ostracodes très rares, textularidés assez fréquents. Une seule oolithe est observée dans une lame mince faite dans la région de Saint-Didier, Aptychus, oogone de characée (Algue), Gastéropodes, Lamellibranches pélagiques.

Par dessus seulement dans la région de Vesseaux , près de la cave coopérative repose un calcaire marneux de l'Oxfordien avec le faciès microscopique suivant : calcaire cryptocristallin à calcite microgranulaire, des grains très fins de quartz assez abondants et des traces d'oxyde de fer. On trouve aussi quelques rares spicules d'Eponge.

Par dessus repose le calcaire un peu marneux, grumeleux, cryptocristallin, de la base de la transgression argovienne, constitué par de la calcite, quelques petits grains de quartz anguleux ou subanguleux (que de la calcite peut épigéniser), des débris d'Ostracode. Les micro-organismes sont des débris d'Echinodermes, quelques Radiolaires, quelques rares Ammonites, quelques Lagénidés et un débris d'Ostracode.

En dehors de la localité de Vesseaux, je n'ai pu retrouver de macrofaune oxfordienne caractéristique mais en certains points il est probable que l'on puisse également avoir de l'Oxfordien. C'est ainsi qu'à Saint-Priest entre le Callovien moyen daté et la base de l'Argovien, on a des calcaires légèrement marneux qui présentent une quasi identité de microfaciès avec les calcaires contenant la faune oxfordienne de Vesseaux.

A Saint-Priest - Une plaque mince faite dans les marno-calcaires de couleur grise à café au lait, à 11 cm au-dessous de la base de la transgression argovienne (au lieu dit : Côte des Fourniers à Saint-Priest) montre un calcaire cryptocristallin, micrograveleux, finement détritique (donc faciès microconglomératique) avec calcite, petits grains de quartz anguleux peu abondants, petits amas de magnétite arrondis ou ovoïdes, ou à contours irréguliers et très peu de glauconie. On voit aussi quelques rares débris d'Echinodermes et de très abondants spicules d'Eponge calcifiées, defaciès callovien.

Par dessus, vient une bande de 10 cm de calcaire légèrement marneux cryptocristallin à débris de Gastéropodes, avec outre la calcite, de minuscules grains de quartz anguleux, corrodés, souvent épigénisés par la calcite, assez abondants. On remarque quelques Gastéropodes qui sont épigénisés par de la calcite granulaire, des Aptychus, des débris de Gastéropodes, de rares débris d'Echinodermes, des Globigérines peu abondantes, de faciès très analogue au faciès de l'Oxfordien daté de Vesseaux.

Au-dessus de ce niveau (non présent partout) repose un calcaire cryptocristallin légèrement marneux, grumeleux, de la base de la transgression argovienne : on y trouve de la calcite, quelques organismes épigénisés par de la calcite granulaire, quelques rares grains de quartz anguleux et corrodés et un peu de glauconie. S'y observent également quelques débris d'Echinodermes, de Gastéropodes, des spicules d'Eponges calcifiées rares, des Globigérines très abondantes, des Ostracodes dont quelques uns sont épigénisés par de la calcédoine.

La microfaune contenue dans ces calcaires tant à Vesseaux qu'à Saint-Priest n'est malheureusement pas caractéristique mais pourrait venir à l'appui de l'âge oxfordien de ce banc calcaire de Saint-Priest; du fait qu'à cet endroit on ne trouve précisément pas, dans les couches de base de la transgression argovienne, de macrofossiles du Callovien à l'état remanié.

Conclusions : Entre le Col de l'Escrinet et Aubenas, ainsi que l'a démontré S.ELMI (1961), le Callovien supérieur est en lacune stratigraphique: je n'ai pas trouvé de fossiles du Callovien supérieur, un cas douteux étant constitué par Choffatia recuperoi Gemm. qui peut être du Callovien moyen ou supérieur.

Mais, comme il a été dit plus haut, dans la région de Saint-Priest, à la ferme isolée de Brauzac, j'ai récolté :

Reineckeites ou Kellawaysites sp. Callovien supérieur.

Donc, là, il existe un lambeau de Callovien supérieur.

Par contre, et contrairement aux idées de S. ELMI (1961) J.DESOIGNIES (1920) (rapport inédit) et F. DELCEY-LEDUC (1961) qui ont étudié la région, il ne semble pas toujours y avoir lacune de

l'Oxfordien puisqu'à Vesseaux, sur une petite surface j'ai pu trouver une faune considérée comme caractéristique de l'Oxfordien, faune à spinigera protea Piet. et à tige de Blancrinus colloti et B. subteres.

Comme l'a montré F. ROMAN, la formation transgressive de l'Argovien a remanié les formations antérieures. Dans les éléments remaniés, j'ai pu montrer qu'il y avait non seulement du Callovien mais aussi de l'Oxfordien.

Les microfaciès de la formation située entre le Callovien moyen daté et la base de la transgression argovienne de Vesseaux, montrent une assez grande ressemblance avec ceux d'une formation de situation analogue à Saint-Priest et donc l'âge est probablement oxfordien mais dans laquelle je n'ai pas trouvé de faune caractéristique.

B - Lithologie des formations ferrifères de la région de Privas.

J'ai relevé de nombreuses coupes dans la région des mines de fer de Privas, tant en surface que dans les galeries.

Non loin du puits Saint-Jean 25a A, un pilier conservé a donné la coupe suivante (observable aux environs de 4 m, située entièrement dans la formation ferrugineuse).

1° - Au-dessus d'un grès ferrugineux légèrement conglomératique formant le plancher de la galerie, on a :

- a) 33 cm de minerai calcaréo-marneux, plus ou moins siliceux, très riche (cf. Fig. 25b) ($50\% \text{Fe}_2\text{O}_3$) minéralisé en oligiste et limonite.
- b) une passée de 10 cm, très siliceuse et limoniteuse.
- c) 65 cm de conglomérat à ciment finement limonitique à granulométrie décroissante vers le sommet. A l'examen microscopique la constitution de ce banc se révèle être la suivante : (voir photo 22)

- 1) Galets de grès quartzite arrondis, parfois à extinction onduleuse, non rares, provenant probablement du socle cristallin voisin ou bien du lessivage de formations détritiques préexistantes comme celles du Trias gréseux ou de la formation du Toarcien constituée de calcaires gréseux ou de grès à ciment calcaire.

- 2) Fragments abondants de calcaire marneux de différentes tailles , à structure cryptocristalline, comportant des débris arqués de coquilles de Mollusques et des radioles d'Oursins.
- 3) Quartz clastiques en petits grains anguleux souvent sporadiques, parfois impressionnés les uns par les autres.
- 4) Carbonates : calcite et dolomite (Cette dernière se présente en cristaux losangiques limpides souvent associés à l'oxyde de fer) qui sont les constituants du ciment de la roche.
- 5) Organismes : débris d'Echinodermes très abondants dont presque toute la structure réticulée hexagonale du squelette est imprégnée d'oxyde de fer (limonite), piquants d'oursins abondants, ceux présentant un canal central étant rares, quelques débris sporadiques d'Entroques, quelques rares Foraminifères.

Ces organismes sont tous intensément recristallisés sous forme de calcite imprégnée par le minerai de fer dans laquelle se développent des cristaux de dolomite diagénétique. De fines fractures traversent toute la roche en recoupant les grains de quartz , les cristaux de calcite , les organismes. Assez souvent, les débris d'Echinodermes et les fragments de calcaire marneux présentent des fractures qui sont remplies de dolomite ou de cristaux fins de calcite isogranulaire.

- d) 15 cm de marnes noires très finement feuilletées non ferrugineuses, riches en une posydonomie (P.dalmasi Dumortier) que Madame S. FRENEIX , 1963, a montré devoir être rapportées au genre Silberlingia Imlay et non au genre Posidonomya sensu stricto, comme pensait pouvoir la rapporter GUILLAUME (1927) qui considérait que les plissements radiaux caractéristiques du genre Silberlingia n'étaient qu'un artefact dû à des déformations mécaniques.

Au microscope on observe des marnes grises très finement litées à structure cryptocristalline constituée de calcite, de grains clastiques quartzeux extrêmement fins et rares, de petits amas de minerai opaque (oxyde de fer) assez fréquents.

Microfaune : des spicules d'Eponges se présentent en sections longitudinales alignés suivant le lit de sédimentation et en sections transversales (aciculaires ou elliptiques) et sont abondants; leur canal axial est généralement bien visible. Ils sont souvent calcaifiés et rarement silicifiés.

On trouve des Lagenidés en assez grande abondance qui indiquent un faciès pélagique.

Il s'agit d'un niveau à faciès euxinique, la couleur noire des marnes étant en grande partie due aux matières organiques.

- e) 115 cm d'un calcaire marneux plus ou moins gréseux rubanné, formé d'une alternance de petits lits ferrugineux et non ferrugineux.
- f) 55 cm de marnocalcaires gréseux ferrugineux.
- g) un banc siliceux et ferrugineux de 9 cm d'épaisseur.
- h) la coupe se termine par 80 cm de marnes calcaires finement litées à lits ferrugineux alternant avec des lits de marnes noires.

Dans une autre galerie située entre l'entrée des Mines dites de Grosjeane et le puits Saint-Jean (cf fig.25a B); au toit d'une galerie dans la zone ferrifère.

J'ai trouvé deux Ammonites qui ont été soumises pour détermination à H.TINTANT. Cet auteur a déterminé une Grossouvria du groupe de Curvicosta (Oppel) et un petit perisphinctidé appartenant sans doute au groupe Binatisphinctes" formes qui sont "certainement calloviennes" et probablement de la zone à macrocephalus ou de la zone à Callovien e encore que le "mauvais état des deux échantillons rende impossible d'être très affirmatif."

Conclusions :

Outre des précisions sur la succession des micro-faciés, ce travail montre que le minerai de fer du quartier de Privas dit "Les Mines" (Mines de Veyras) se trouve associé aux premiers bancs à Posidonomya (Silberlingia dalmasi) (Cf. Photo 23) , ROMAN (1935) p.47 signalait que le faciès de marnes feuilletées à Posidonomya tout-à-fait constant sur toute la bordure du Massif Central passe progressivement du Bathonien au Callovien inférieur. La découverte d'Ammonites calloviennes dans la masse même du minerai n'a donc rien d'étonnant et permet d'affirmer qu'au quartier des Mines , le minerai de fer de Privas est au

moins en partie d'âge callovien.

Ces résultats changent notamment les conclusions de ROMAN qui, dans son travail sur "la faune des minerais de fer des environs de Privas" (1935) fit la révision des faunes, non exactement localisées stratigraphiquement pour la plupart (ROMAN, 1935, p.8 et 9) et montra que la faune était d'âge allant du Toarcien au Bathonien. L'association du genre Silberlingia à ce minerai vient d'ailleurs appuyer ce résultat, le genre Silberlingia semblant d'ailleurs n'être d'ailleurs connu que dans le Callovien (cf. S. FREINEX 1963).

Variations stratigraphiques du Bathonien, du Callovien de l'Oxfordien et de la base de l'Argovien.

Le Bathonien diminue d'épaisseur d'Aubenas vers le Col de l'Escrinet. Bien qu'au nord de Saint-Etienne-de-Boulogne, une faille de direction presque Nord-Sud fait disparaître la partie inférieure du Bathonien, on voit néanmoins la réduction d'épaisseur de cet étage en allant plus au nord. Au virage qui suit Grange-Madame et au Col de l'Arénier, le calcaire siliceux à cherts est complètement inexistant, les formations triasiques sont surmontées par un petit banc de calcaire à la base, puis des marnes dans lesquelles R. MOUTERDE et les géologues de la S.N.P.A. citent (1960, p.853) de nombreux fossiles du Bathonien surtout des faunes du Bathonien moyen dans les marnes surmontant le petit banc calcaire.

Le Callovien en allant de la région de Saint-Didier au Col de l'Escrinet diminue d'épaisseur. Ceci est bien visible aux environs de cette dernière localité (voir fig.24).

La présence des fossiles caractéristiques de l'Oxfordien, dans la région de Vesseaux prouve l'existence de cet étage au moins réduit.

La puissance du cordon grumeleux de la base transgressive de l'Argovien varie du Sud au Nord. Au bord de la route qui va de Saint-Privat à Lussas, elle est de 2,90 m, dans la région de Vesseaux elle est de moins de 2 mètres; à la ferme Brauzac (la région de Saint Priest, elle ne représente plus que 0,43 mètres environ.

Evolution de la sédimentation et des conditions paléogéographiques.

Les dépôts du Bathonien montrent l'établissement d'un régime marin franc, riche en microfaune pélagique, où la sédimentation

change complètement par rapport au cycle sédimentaire précédant, et devient plus fine et plus monotone dans l'ensemble. C'est à partir du Bathonien moyen et supérieur que s'installe le régime donnant un faciès essentiellement marneux jusqu'à la base transgressive de l'Argovien à microfaciès et microfaune presque toujours identiques.

Ceci atteste l'existence d'un bassin et son approfondissement au sud du Col de l'Escrinet.

Dans la région de Privas, en particulier dans la zone ferrugineuse (R. YAZDI, 1964) ainsi qu'il a été dit plus haut, on remarque à la base du niveau ferrugineux daté au moins d'une partie du Callovien, la présence d'un banc conglomératique d'épaisseur variable et au-dessus des formations marneuses, assez riches en éléments clastiques et ferrugineux, s'intercalent des bancs de silice agatisée.

La présence de ces faciès dans la région de Privas atteste un milieu paléogéographiquement différent de celui existant au sud du Col de l'Escrinet à la même période.

En général, ces formations marneuses noires, riches en microfaune pélagique et en foraminifères, soulignent l'existence d'un bassin à faciès euxinique, c'est-à-dire caractéristique d'une mer peu profonde et peu oxygénée des dépôts ferrugineux dans la région de Privas.

La présence de glauconie dans la partie terminale du Callovien prouve un milieu peu aéré, et la régression du bassin du Callovien. Enfin, les formations oxfordiennes étant d'ailleurs très localisées à Vesseaux, succèdent à celles du Callovien avec les mêmes faciès lithologiques que les formations immédiatement sous-jacentes.

La présence du cordon grumeleux de l'Argovien dans toute la région étudiée qui repose sur les formations susjacentes met en lumière la transgression nette de l'Argovien et l'installation d'une large mer sur le Massif Central, constante pendant le Jurassique supérieur, couronnant des dépôts d'une mer franche à fond subsident.

Conclusion paléogéographique :

La réduction d'épaisseur du Bathonien du Sud au Nord (d'Aubenas au Col de l'Escrinet) et l'absence totale de cet étage aux environs du Roc de Gourdon, la lacune du Bathonien inférieur et la réduction considérable du Bathonien moyen à Grange-Madame et au Col de l'Arénier, ainsi que plus au Nord-Est, à Veyras, la lacune du Bathonien moyen et supérieur (les géologues de la S.N.P.A. 1960, rapport 376, p.71) attestent l'existence d'un paléorelief au Nord de la contrée

étudiée d'axe Est-Ouest. Ce paléorelief qui a joué un rôle important dans les conditions paléogéographiques des formations liasiques, persiste encore au Bathonien puis au Callovien. Bien que les formations calloviennes soient très monotones dans leurs faciès pétrographiques et que les repères lithologiques soient peu nombreux, on voit comme le montre la fig. N° 24 que l'épaisseur de ces formations diminue du Sud au Nord.

Dans la région de Privas, les formations ferrugineuses riches en éléments clastiques roulés ou non roulés, prouvent que ce paléorelief allongé, a joué un rôle capital tant dans l'apport des éléments clastiques que dans les dépôts ferrugineux dûs au lessivage et au démantèlement des dépôts peu ou trop ferrugineux, précédemment formés (Trias et Lias).

La présence de silice et d'éléments clastiques du socle ou de fragments des formations précédentes, s'explique par l'apparition de courants amenant des clastiques et précipitant la silice de l'eau de mer.

Ceci annonce les conditions turbulentes des dépôts ferrugineux dans la région de Privas, qui sont elles-mêmes influencées par l'instabilité du socle.

Donc, cet exhaussement qui a joué un rôle important dans le caractère des différentes aires paléogéographiques a provoqué la naissance (région de Saint-Priest-Privas), de milieux paléogéographiquement favorables à la formation des dépôts ferrugineux.

5 - Argovien

Généralités

Dans tout le secteur étudié, au niveau repère grumeleux (photo 24) et transgressif Argovien, succèdent des bancs calcaires marneux à interlits marneux grumeleux, riches en macrofaunes appartenant à la zone de *Peltoceras transversarium*.

1° - Caractères lithologiques et stratigraphiques :

a) Description macroscopique :

L'Argovien est épais, 90 mètres environ au sud-est de la région de Saint-Priest. Il est constitué par une série de calcaires marneux très grumeleux à la base et peu grumeleux au sommet où les bancs sont, presque toujours séparés par des marnes grumeleuses souvent

indurées, parfois compactes et feuilletées ou plaquetées, gris clair ou gris noir. La fréquence de ces dernières dominent davantage à la base de la série qu'au sommet, autrement dit l'épaisseur et la fréquence des interlits marneux diminuent au sommet de l'Argovien. Quoi qu'il en soit, la puissance des lits marneux n'excède pas 30 centimètres environ. En somme, cette série est lithologiquement très monotone. Cette série est bien stratifiée. L'épaisseur de chaque strate ne dépasse pas 40 cm. Mais juste au sommet, elle peut être de 50 cm environ. La roche est tuberculeuse à la surface d'affleurement, à cause de la fréquence des grumeaux. Elle est grise ou gris jaunâtre, mais tachetée de gris à la roche fraîchement cassée qui est elle-même grise. Elle est dure et fragile, et se délite assez aisément. Les bancs calcaires présentent tantôt une cassure presque lisse, tantôt une cassure conchoïdale.

b. Description microscopique

La roche est un calcaire marneux, cryptocristallin lithoïde très grumeleux (calcirudite) à la base, passant à un calcaire marneux (lutite), microcristallin et calcaire marneux, cryptocristallin à microcristallin, grumeleux. Elle est composée de calcite microcristalline rarement en très fins cristaux isogranulaires remplissant les microfissures. La silice (calcédoine) apparaît très exceptionnellement, les grains de quartz y apparaissent pauvrement en très fins cristaux souvent corrodés par la calcite - les traces d'oxyde de fer, les minerais opaques.

Les microorganismes sont :

Foraminifères (enroulés, parfois entiers)
Globigérine, (bilogés ou trilogés)
Lagénidés
Mollusques (Gastéropodes) calcifiés ou silicifiés,
Ostracodes (calcifiés ou silicifiés)
Radiolaires
Spicules d'éponges

2° - Caractères paléontologiques

Les bancs calcaires de l'Argovien qui reposent sur le niveau grumeleux et transgressif de la base argovienne renferment à leur base des fossiles appartenant à la zone à Transversarium prouvant la présence de l'étage argovien (Argovien inférieur). Puis ces formations passent à des formations de calcaire marneux du Rauracien.

Les macrofaunes argoviennes :

- a) La région Sud et Sud-Est de Saint-Priest (les localités où les fossiles sont récoltés, sont : Le Vernet, Brauzac, Barbeïrol, Côte des Fourniers).

Bélemnites
 Brachiopodes
 Cardioceras sp.
 Creniceras crematum Brug. ?
 Creniceras sp.
 Erymnoceras ?
 Euaspidoceras sp. ex gr. peramatus Sow.,
 Glochiceras cf. subtilausum Oppel (Argovien ?)
 Lamellaptychus
 Lissoceratoïdes,
 Ochetoceras sp. (gr. canaliculatum Von Buch ?) : zone à transversarium,
 Oppeliidae
 Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp. ex gr. Wartas Bukow.
 Perisphinctes (sub. gen. ind.) sp., (abondant)
 P. (Arisphinctes) sp.
 Perisphinctidae gen. ind;
 Phylloceras sp.
 Rhabdocidaris sp.
 Rhynchonella (Lacunosella) montsalvensis Gillieron : zone à transversarium,
 Sowerbyceras (très nombreux)
 Sowerbyceras cf; tortisulcatum d'Orb
 Taramelliceras "flexuosum" Münst in de Riaz
 Taramelliceras cf. tricarinatus Oppel : (Argovien-Rauracien)
 Taramelliceras sp.
 Taramelliceras sp. Juv.
 Trimarginites sp.
 Trimarginites sp. ex gr. arolicus Opp. (très abondant à la base de la série,

b) La région au Sud du Col de l'Escrinet (comprenant les localités de : Roc de Gourdon, Saint-Etienne-de-Boulogne, Vesseaux, Saint-Privat).

Arisphinctes,
 Bélemenites,
 Cardioceras sp.
 Creniceras sp.
 Dichotomosphinctes cf. pseudocrotalinus Kilian et Gueghardt.
 Dictiothyris gruneri Haas ? (espèce figurée par Haas-Juras, (brachiopode du Jura, tom. XXII, fig. 11-12).
 Lissoceratoïdes sp.
 Peltoceras (Gregoryceras); transversarium Quenst.
 Perisphinctes cf. bernensis de Lor. (assez nombreux) Argovien inférieur.
 Perisphinctes sp.
 P.sp. ex gr. treptensis simion,
 Phylloceras (Holcophylloceras) sp.
 Taramelliceras (Proscaphites) sp.

Taramelliceras (Proscaphites) cf. costatum Quenstedt (abondant)
Sowerbyceras cf. tortisulcatum d'Orb (fréquent)
Sowerbyceras sp.
Trimarginites cf. henrici d'Orb : Argovien, abondant.
Trimarginites sp.

6) Rauracien

1^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques :

Aux petits bancs de calcaires marneux de l'Argovien succèdent de gros bancs d'ordre métrique moucheté, souvent juxtaposés où la fréquence des interlits marneux diminue. Ils sont très peu épais (n'excédant pas 5 cm environ). Ces bancs sont bien stratifiés. Ils font souvent une dalle en escalier dans la topographie. La roche est compacte à pâte fine, mouchetée, gris, gris bleu, ou gris jaunâtre à l'affleurement gris clair ou foncé à la cassure fraîche. Généralement, ce sont les gros bancs qui fournissent les fossiles du Rauracien. Ce dernier est beaucoup moins épais que l'Argovien, il a 28 m de puissance (au Sud-Est de la région de Saint-Priest).

2^o - Caractères paléontologiques :

Les macrofaunes récoltées dans les formations de calcaires marneux appartenant à la partie supérieure de l'Argovien au Rauracien supérieur, sont :

- a) Au Sud-Est de la région de Saint-Priest, (dans les localités de :
Freydière et la côte des Fourniers :

Bélemenites,
Haploceras sp. (devient assez fréquent quand on monte dans la série).
Modiolus imbricatus sowerby var. compressus Goldfuss?
Ochetoceras ?
Orthosphinctes (Divisosphinctes sp. (probablement post argovien).
Perisphinctes sp.
Sowerbyceras sp. (abondant)
Sutnerias sp.
Taramelliceras sp. (fréquent)
Taramelliceras sp. ex gr. Litoceroïdes Wegele,
Taramelliceras sp. ex gr. rigidium Wegele,
Trimarginites sp.

Les macrofaunes citées ci-dessous sont récoltées

dans les formations calcaires faisant une petite cuesta au-dessus de la route n° 104, en face de la maison neuve Mont-Charray :

Discosphinctes (?) cf. Kreutzi Siemiradski,
Orthosphinctes sp. Rauracien probablement niveau élevé,
Perisphinctes sp. cf. la forme de Wegele 1929, pl.3 fig.6.

- b) Au Sud du Col de l'Escrinet (dans les localités de Moulin Artige, Germane et Auriole (Vesseaux), dans la carrière au bord de la route nationale Aubenas-Montélimar, après le pont suspendu sur l'Ardèche-Saint-Didier) :

Dichotomosphinctes sp. ex gr. buckmani Arkell : Argovien ou Rauracien inférieur,

Discosphinctes sp. ex gr. Lusitanicus choffat,
Kranaosphinctes sp.

Ochetoceras aff. semifalcatum Oppel : Rauracien,

Orthosphinctes sp. ex gr. polygyratus Rein,

Orthosphinctes tiziani Oppel

Perisphinctes sp. Juv. (Argovien)

Perisphinctinae

Sowerbyceras cf. tortisulcatum d'Orb,

7) Séquanien

1° - Caractères lithologiques et stratigraphiques

a) Description macroscopique :

La série précédente continue au Séquanien avec un faciès lithologique, (calcaire peu marneux), partout identique. Le Séquanien a 40 m de puissance au Sud-Est de Saint-Priest. Les bancs sont bien présentés en strate où l'épaisseur de chaque banc est de l'ordre métrique, presque toujours juxtaposés. Les gros bancs sont eux-mêmes vaguement ou bien stratifiés.

Si les passées marneuses s'y présentent, leur épaisseur ne dépasse pas quelques centimètres environ. Les interlits sont feuilletés, indurés, très grumeleux et très altérables. Par contre, les bancs calcaires marneux sont compacts, à pâte fine, cryptocristallins, mouchetés à cassure lisse et faciès sublithographique, de teinte gris clair, gris brun ou gris beige.

A Saint-Priest, au lieu dit Ruines de la Chèvre Ecorchée, en amont du ruisseau de Barbeinol, sur la rive droite de ce

dernier, et entre deux petits ravins rejoignant ce ruisseau, sur une surface de quelques dizaines de mètres carrés, on remarque dans la formation de calcaire séquanien, un faux marbre cristallisé, blanc, verdâtre, même un peu jaunâtre.

Le caractère sédimentaire et la cristallisation de la calcite dans une température ordinaire de 20 degrés environ de ce faux marbre, ressort nettement de l'étude de ses inclusions, faites sous la direction de G.DEICHA, à Géologie Appliquée, Paris.

b) Etude microscopique :

L'étude microscopique confirme l'étude macroscopique. Il s'agit de calcaire peu marneux cryptocristallin, grumeleux. Les grumeaux sont espacés. La présence de ces derniers prouvent un remaniement presque sur place. On y remarque : la calcite et des traces d'oxyde de fer. Les microorganismes sont très pauvrement représentés; dans certains échantillons, ils peuvent manquer totalement. Les microfaunes sont :

Foraminifères imperforés
Radiolaires
Spicules d'éponges.

2°;- Caractères paléontologiques :

Les macrofaunes livrées par les formations de la partie terminale (supérieur) (du Rauracien au Séquanien supérieur).

a) Au Sud et Sud-Est de la région de Saint-Priest (dans les endroits : les ruines de la Chèvre Ecorchée, Ravin des Rieux, Côte des Fourniers) :

Ataxioceras sp. ? groupe hypselocyclum Font. ? : Séquanien
Lamellaptychus
Lithacoceras cf. desmoïdes wegele : Sequanien
Lithacoceras cf. inconditum Fontannes : Sequanien
Lithacoceras (Progeronia) cf. triplex Quenst. : Argovien supérieur, Séquanien inférieur,
L. sp. ex gr. pseudolictor Choff. : probablement zone à tenuilobatus, Orthosphinctes sp. ?
Perisphinctes (Orthosphinctes) sp. : Argovien-Kimeridgien inférieur probablement Séquanien.
P. (Lithacoceras ? Progeronia ?) sp. ex gr. Vandelli Choff.
Progeronia cf. triplex Quenst. (Aff. pseudobreviceps Wegele : Argovien supérieur, Séquanien inférieur,
Sowerbyceras sp.

- b) Au Sud du col de l'Escrinet (dans les localités : Moulin Artige, la vallée de Louyre, les lieux dits Germain et le Serre noir, croix de Musson, côte d'Auriol (Vesseaux) : Saint-Didier, au Sud, les Gras) :

Ataxioceras sp. ex gr. Lothari Oppel: sequanien,
Lamellaptychus , groupe B, lamellosus (Prk)Var. cf. Solenoïdes (Rüpp)
oxfordien supérieur - Berriasien inférieur,

Orthosphinctes ? rappelant les formes du groupe d'O.tisani Opp. Rauracien ou peut-être Séquanien)

Perisphinctes (Dichotomosphinctes ?) sp.

P. (Dichotomosphinctes ?) sp. ex gr. fontannei Choff.

Perisphinctes sp. : séquanien peut-être supérieur,

Perisphinctes ?

Perisphinctes (Kranaosphinctes ?) sp. (nucleus).

Sowerbyceras sp.,

Streblites cf. nereus Fontannes,

Taramelliceras sp.

Séquanien-Kimmeridgien

a) Caractères lithologiques et stratigraphiques :

Les formations des dépôts rauraciens (calcaire marneux) conduisent insensiblement au Kimmeridgien. La zone de passage est formée par quelques mètres de calcaire marneux bien stratifié, où l'épaisseur moyenne de chaque banc est de 50 cm environ, auxquels s'intercalent épisodiquement des couches marneuses très grumeleuses et facilement altérables aux agents atmosphériques . L'épaisseur des interlits marneux ne dépasse généralement pas 20 à 25 cm environ. Les bancs calcaires sont grumeleux. Les grumeaux qui donnent à la roche l'aspect moucheté ont une taille moyenne de 5 mm. Ils peuvent atteindre un centimètre. La roche est grise ou gris bleuté à pâte fine, cryptocristalline. En lame mince, on remarque les mêmes constatations que celles de l'étude macroscopique, avec la présence de quelques rares radiolaires , et parfois trace d'oxyde de fer (limonite).

b) Eléments de chronologie

Cette série renferme partout dans la région étudiée (comme d'ailleurs la coupe de côte des Fourniers le montre), les faunes du Séquanien et celles de la base du Kimmeridgien.

Parmi les fossiles que j'ai récoltés sur place et qui se présentent dans ce niveau de toute la région, on peut citer :

Ataxioceras aff. *latisfasciculatum* wegele : sequanien-kimmeridgien inférieur,
A. cf. inconditum Fontannes : zone à *tenuilobatus*,
A. cf. polyplacum Rein,
A. sp.
A. sp. ex gr. breviceps Quenst. : zone à *tenuilobatus*,
Lithacoceras cf. inconditum Font.
Lithacoceras cf. ulminsi Oppel : sequanien-kimmeridgien inférieur,
Lithacoceras sp. (? *gr. breviceps* Quenst. : sequanien-kimmeridgien inférieur,
Lithacoceras sp.
Nebrodit *sp.*
Perisphinctidae à côtes *ataxioceratoïdes*
Perisphinctes sp. (assez nombreux)
Phylloceras sp.
Taramelliceras cf. Compsum Oppel,
Taramelliceras cf. pichleri Oppel,
Taramelliceras ep. Juv. ex gr. Compsum Oppel à rapprocher de la forme *holbeini* Oppel.
Taramelliceras ?

8. Kimmeridgien

1° - Caractères lithologiques et stratigraphiques

a) Description macroscopique :

Kimmeridgien inférieur : La partie inférieure est formée par une série de 10 mètres environ de bancs calcaire-marneux mouchetés dont l'épaisseur de chaque banc n'excède pas 40 cm environ, auxquels s'intercalent épisodiquement de fines passées marneuses grumeleuses. Au sommet de cette série, l'épaisseur et le nombre des interbancs marneux augmentent sensiblement.

Au-dessus, vient un niveau de calcaire marneux possédant 30 m environ de puissance au Sud-est de Saint-Priest. Ce niveau est bien stratifié en gros bancs d'ordre métrique, parfois en bancs massifs de plusieurs mètres, surtout au sommet de cet étage. Les strates se distinguent assez aisément tant sur la photogéologie que sur le terrain de celles des couches sus-jacentes (Séquanien); à cause de leur couleur blancheâtre et de leur carie à l'affleurement exposé aux intempéries. La roche est compacte à cassure lisse, sublithographique, à pâte fine grise, gris jaune, brun clair ou beige très clair à la roche

fraîchement cassée, très mouchetée. Les grumeaux donnant à la roche cette moucheture, étant tantôt gris bleu, gris clair, tantôt jaune beige, à tendance rose très clair. Ils ont une taille oscillant entre 1 à 15 millimètres, très rarement à 3 cm. Par contre, ces derniers sont très fréquents au sommet de l'étage où la roche montre à l'affleurement un aspect calcaire griotte. Les grumeaux se dessinent en fragments ovoïdes, allongés, croissant ou anguleux.

b) - Etude micrographique du Kimmeridjien :

La roche est un calcaire finement marneux, peu grumeleux, à la base de la série mais très riche en grumeaux au sommet. Elle a une structure cryptocristalline à microcristalline, et elle renferme les microfaunes suivantes :

Filaments parfois très abondants,
Globe chaete alpina Lombard
Radiolaires
Saccomas (Echinodermes)
Spicules d'éponge (rares).

2° - Caractères paléontologiques :

Les gros bancs calcaires ont donné les fossiles suivants, parmi lesquels les Taramelliceras du groupe compsum Oppel, ont une grande fréquence dans la série. A La Villegle, ces bancs ont livré des fossiles de la zone à Compsa.

a) Au Sud-Est de Saint Priest, (dans les localités de : Ruines de la Chèvre Ecorchée, ravin des Rieux, côte des Fourniers, Chaylus, le Bouchet) :

Aspidoceras cf. haynaldi Von Hauer in Font.)
Aspidoceras sp. (gr. longispinum Sow. in Font.)
Ataxioceradidae,
Ataxioceras cf. effrenatum Font. : zone à tenuilobatus,
Ataxioceras aff. inconditum Font. : zone à tenuilobatus,
Ataxioceras cf. discolum Font. : zone à tenuilobatus,
Ataxioceras sp. (gr. lothari Oppel ?) zone à tenuilobatus,
Ataxioceras sp. ex gr. polyplocum Rein. Zone à tenuilobatus,
Ataxioceras sp.
Ataxioceras ?
Bélemnites
Gastéropode indéterminable,
Haploceras cf. caracteis Zeuchner,
Haploceras sp.
Inonceramus ?
Laevaptychus (Latus Laevaptychus) latus (Park). Oxfordien inférieur
- Kimmeridjien inférieur.
Lamellaptychus.

Lamellaptychus (groupe A) aff. mortilleti (Piet et Lor.)
Lamellaptychus (groupe B) sp. ind.
Lamellaptychus, (groupe B) Sparsilamellosus (Guemb) Var. cf.
 claspieur à Trauth.
Lamellaptychus , groupe D (d α) sp. ind. à dépression latérale(1)
Lamellaptychus (non appartenant au groupe C,) à dépression latérale.
Lithacoceras sp. ex gr. pseudolictetur Choff.
Nebroditas sp. ex gr. cafisi Gemm in Kilian et Guebhard.
Nebroditas sp. Juv.,
Nebroditas sp. (ex gr. doublieri Font.) : sequanien ?
 kimmeridgien ?
Sowerbyceras sp. (nombfeux)
Streblites sp.
Taramelliceras aff. compsum Oppel (très abondant)
Taramelliceras cf. compsum Oppel (très nombreux)
Taramelliceras (Metahaploceras ?) sp.
Taramelliceras sp.
Taramelliceras sp. Juv.
Taramelliceras sp. Juv. ex gr. compsum Oppel
Taramelliceras sp. (gr. pseudoflexuosum Favre ?)

b) Au sud du col de l'Escrinet, (dans les localités des
Vesseaux et La Villedieu :

Dans la vallée de Louyre, dans ce niveau, on trouve en assez
grande abondance :

Ataxioceras sp. ex gr. breviceps Quenst. zone à tenuilobatus,

Au bord de la route nationale d'Aubenas-La Villedieu, tout
près de cette dernière localité, les formations kimmerid-
jiennes ont donné les fossiles de la zone à compsa :

(1) Stanislas MATEUSZ GASIOROWSKI , spécialiste des Aptychus,
a bien voulu déterminer les espèces que j'ai rencontrées.
Il a donné aux quelques Lamellaptychus un âge Berriasien-
Valanginien, ce qui ne correspond pas au résultat stratigra-
phique de cette région , car ces lamellaptychus se trouvent
dans le Kimmeridgien.

Taramelliceras compsa : zone à compsa
Taramelliceras sp.
Perisphinctinae

9 - Portlandien

1° - Caractères lithologiques et stratigraphiques

a) Description macroscopique

Les formations de cet étage sont , pour une grande partie , cachées par le recouvrement des basaltes du Coiron. Elles sont bien développées à l'Ouest de Lussas. Elles ont 30 mètres d'épaisseur , au bord de la route D. 7 (Privas) près de la ferme Cheylus.

Lithologiquement, le passage entre le Kimmeridgien et le Portlandien n'est pas bien distinguable.

Les gros bancs calcaires à grosgrumeaux du kimmeridgien passent aux bancs calcaires massifs très riches en gros grumeaux à tendance calcaire griotte avec le passage épisodique du calcaire pseudobréchique où l'épaisseur des fragments peut être de 17 cm environ, ces faciès sont bien présentés à l'Ouest de Lussas en particulier au Sud-Ouest de ce dernier près de la ferme de Mias.

Généralement, à la base des gros bancs massifs calcaires à grosses mouchetures, on remarque l'apparition des nodules siliceux, allongés suivant la stratification , le diamètre de chacun varie entre 2 et 15 cm (visible au bord de la route D.7, Privas). Ces accidents siliceux peuvent se présenter en strates de 5 à 10 cm mais discontinues.

Dans les niveaux plus récents (Portlandien supérieur) ces accidents siliceux se présentent avec le même aspect que les formations sous-jacentes. Ce dernier cas se présente au bord de la route Pra^Maillet-Saint-Laurent-sous-Coiron) dans le marno-calcaire à pâte très fine.

Lithologiquement, l'apparition des accidents siliceux dans la base des bancs calcaires massifs, comme les différentes faunes récoltées dans les mêmes bancs le confirment, dénote la présence de l'infraportlandien.

La partie supérieure de cette série (Tithonique supérieur) est représentée par un marno-calcaire en petits bancs ne dépassant que de quelques dizaines de centimètres , à pâte très fine, sans aucune trace de grumeaux, cassure lisse, sublithographique, se brisant à

coup de marteau en plaquettes. Cette partie est très bien représentée dans la région comprise entre Pra-Maillet et Saint-Laurent-sous-Coiron, ainsi qu'à l'Ouest de Lussac et Saint-Germain.

A l'affleurement, la roche est cariée ou karstique, de teinte blanchâtre ou gris blanc. A la roche fraîche, elle est grise ou gris clair à tendance jaune ou beige clair.

b) Caractères microscopiques.

1 - L'étude micrographique effectuée dans la série de bancs calcaires massifs mouchetés montre qu'il s'agit d'un calcaire peu marneux, très riche en grumeaux (calcirudite) cryptocristallin composé de calcite; parfois on y note en trace de l'oxyde de fer (limonite). Les grumeaux ayant de très grandes tailles sont plus foncés et plus marneux que la pâte fine auxquels s'associent parfois de fins cristaux de quartz. Quelquefois, on remarque des joints stylolitique remplis par la calcite.

Les microfaunes sont :

Arqués de mollusques,
Calpionella alpina Lorens,
Calpionella elliptica cadis
Echinoderme (débris)
Foraminifères enroulés,
Gastéropodes (débris)
Lagénidés
Ostracodes
Radiolaires
Spicule de spongiaire (monoaxonet triacone)

2 - Plusieurs lames minces faites dans la partie supérieure du Portlandien (série de bancs marno-calcaire ou calcaire marneux à pâte fine) montrent les caractères suivants :

La roche est un marno-calcaire ou calcaire très marneux riche en calpionelles, cryptocristallin, où des traces d'oxyde de fer et des grains de quartz sont parfois présents. Elle contient des microfaunes, à savoir :

Arqués de Lamellibranches,
Gastéropodes,
Calpionella alpina Lorenz (assez rares)

Calpionella eliptica Cadish (très abondant)
Radiolaires.

3 - Les études à l'échelle microscopique effectuées dans les rognons siliceux qui se présentent dans la partie inférieure de cet étage (calcaire griotte, affleurant au bord de la route D.7 Privas) et la partie supérieure (dans les bancs marno-calcaires affleurant au bord du sentier de Pra-Maillet à Saint-Laurent-sous-Coiron, entre les lieux dits : la Girolle et Champ blanc) :

La roche est un chert renfermant des fragments de calcaire marneux argileux à structure cryptocristalline. La calcédoine apparaît elle-même entachée ou en rognons ^{un} constituant essentiel de la roche, où le fond de celle-ci est formé par la calcédoine. Cette dernière passe très rapidement à marno-calcaire. On y note parfois la présence très exceptionnelle de fines paillettes de mica blanc. Les fragments marneux calcaire renferment quelquefois les microorganismes suivants :

Ostracodes
Radiolaires
Spicules d'éponges

2° - Caractères paléontologiques

Les macrofaunes récoltées dans les gros bancs calcaires et bancs calcaire grumeleux massifs :

- a) Au Sud-Est de Saint-Priest (route D. 7 de Privas) ;
+ les gros bancs calcaires dont l'épaisseur de chacun est de l'ordre métrique, ont livré :

Aptychus
Belemnites
Benacoceras sp. ?
Creniceras cf. *dentatum* Rein.
Haploceras
Ochetoceras sp. *canaliforme* Opp. in Fontannes ?
Perisphinctidae (nucleus) *lithacoceras* ?
Taramelliceras sp.
Virgatosphinctes ? (nucleus).

Les calcaires massifs , en très gros bancs , à grosses mouchetures, ont donné :

Lytoceras sp.

Perisphinctes sp. gen. ind.

Virgatosphinctes sp.

+ Les bancs marno-calcaires du sommet du Portlandien dans la même localité (près de la ferme de Chaylus) sont extrêmement réduits sinon absents.

- b) A l'Est du Col de l'Escrinet : (au bord de la route allant de Pra-Maillet à Saint-Laurent-sous-Coiron, entre les lieux dits la Girolle et Champ blanc, les dépôts marno-calcaires du Portlandien supérieur riches en nodules siliceux ont donné :

Anomiidae ?

Aspidoceras (Physodoceras) cf. Liparum Oppel : Kimmeridgien-Tithonique.

Moule interne de Bivalve (indéterminable).

+ Au nord de Lussas, tout de suite à l'ouest de la ferme Maison neuve, les bancs marno-calcaires et calcaires marneux du Portlandien supérieur sont bien stratifiés. La couleur des couches est grise un peu clair. Ces bancs contiennent abondamment des rognons calcaires durs, à cassure conchoïdale de toutes tailles. Celles-ci varient entre 2 et 16 cm et très exceptionnellement 36 cm.

Ces fragments calcaires étant souvent de formes arrondies, parfois allongées et de teinte gris foncé, renferment des traces de Malachite et des taches ou des nodules de pyrite. En section polie, la pyrite montre une structure concrétionnée et rubannée et localement on y voit une brèche de pyrite. Celle-ci apparaît parfois en cristaux sub-automorphes. Cet accident pyriteux est diagénétique et même épigénétique. Les amas pyriteux sont souvent fracturés. Les fractures sont remplies par la calcite recristallisée. Dans la roche, on note la recristallisation de calcaire en grosses taches.

de
Ces formations calcaire marneux à pâte fine, grumeleuses, bréchoïdes, ont fourni les macrofaunes suivantes :

Bélémnites

Néolissoceras grasi d'Orb

Phylloceras calypso d'Orb,

Phylloceras semisulcatum d'Orb,

Phylloceras tethys d'Orb.

+ A 600 mètres plus au sud de la localité citée ci-dessus, dans le petit ruisseau qui passe tout près de la ferme Boudarie,

on voit la continuation de la formation des bancs marno-calcaires ou calcaires marneux riches en rognons calcaires. Plus on descend vers le sud, plus le nombre de ces derniers augmente mais leur taille diminue en petits grains arrondis. Ces formations ont donné :

Néolissoceras grasi d'Orb
et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.

Ces formations citées dans les deux localités nommées ci-dessus, se présentent également avec les mêmes faciès et faunes, plus au sud aux environs de Vogüé (F. ROMAN, 1950, p.28).

Les études de différentes lames minces effectuées dans la série des bancs marno-calcaires et calcaires-marneux, grumeleux et bréchoïdes affleurant entre les deux localités citées ci-dessus montrent qu'il y a une similitude de microfaciès et microfaunes avec ^{la} formation reposant sur le calcaire grumeleux en bancs massifs, affleurant partout ailleurs, à cette différence qu'ici les formations sont un peu détritiques et remaniées dénotant la présence de mouvements épisodiques locaux non négligeables pendant la sédimentation.

Enfin, la roche est un calcaire marneux ou marno-calcaire cryptocristallin, gréseux, un peu graveleux, passant à des marnes également cryptocristallines gréseuses renfermant :

La calcite, parfois en cristaux isogranulaires remplissant les microfissures. Le quartz apparaît assez abondamment en petits cristaux anguleux souvent craquelés par le remplacement de la calcite. Parfois, on note de petits amas opaques, (très probablement la pyrite). La calcédoine, la limonite et la glauconie peuvent s'y présenter mais en très faible quantité.

Les microfaunes sont :

Calpionella alpina Lorens,
Calpionella elliptica cadish
Débris de tests.
Foraminifères enroulés,
Ostracodes
Radiolaires

Conclusion :

Les calcaires marneux à pâte fine, localement et épisodiquement bréchoïdes succédant aux bancs calcaires massifs, très grumeleux,

renferment des faunes classiques du Tithonique supérieur. Contrairement aux idées de certains auteurs (entr'autres les géologues de la S.N.P.A. - G. Colo et J.Faber, 1960, rapports 287-331) et F. DELCEY-LEDUC, (1960), cette série appartient au Portlandien supérieur et non au Berriasien. Cette constatation est effectuée suivant les faunes identiques dans la région plus au Sud (région de Vogué) et dans la région plus au Nord (région de Chomérac et du Pouzin) (F. ROMAN 1950 pp.68-69).

Les fossiles roulés cités ci-dessous appartenant au Jurassique supérieur, sont trouvés dans les cailloutis, Sud-est de Saint-Priest et je ne les ai trouvés sur place nulle part.

Idoceras sp. schroederi Wegele : zone à Planula,
Perisphinctes (Discosphinctes ?) sp. ex gr. lusitanicum Sein:
zone à planula,
Parallelodon bipartitus (Roemer) : Coralliens, Astartien).

III - CRETACE

1) Le Berriasien

1° - Descriptions lithologiques et stratigraphiques.

Les formations (berriasien) qui font la zone de passage entre le Portlandien et le Valanginien ont occasionné des discussions entre les nombreux auteurs étudiant la région. Plusieurs récoltes successives des faunes classiques du Jurassique supérieur au Valanginien en particulier dans la région de Lussas où le Berriasien est bien représenté, mettent en lumière la zone de passage entre Jurassique supérieur à la base du crétacé (Valanginien) qui semblait être confus jusqu'à présent (Cf. S.N.P.A. rapport n° 331 1960).

Dans la région de Lussas, surtout à l'Ouest et tout près de la ferme des Ambalards, les bancs marno-calcaire sont suivis par une série de calcaires très peu marneux microcristallins à interbancs de marno-calcaires, plaquetés. Ici les bancs calcaires étant gris clair, à cassure presque lisse, sublithographique, renferment beaucoup de nodules de pyrite.

Micrographie :

La roche est un calcaire très peu marneux à calpionelles, microcristallin, composé essentiellement par la calcite et très peu

de petits grains de quartz anguleux, trace d'oxyde de fer (limonite) et minéral opaque (pyrite). Les microfaunes sont :

Calpionella alpina Lorenz (très peu)
Calpionella elliptica cadish (abondant)
Foraminifères enroulés
Radiolaires (assez fréquents)

2° - Caractères paléontologiques :

Les macrofaunes récoltées dans la série calcaire peu marneuse, en différents points, sont :

Berriasella cf. *simplicicosta* Maz.
Berriasella sp.
Berriasellidae ?
Neocosmoceras : Berriasien.

Les bancs calcaires, très peu marneux à interlits marneux succèdent assez sensiblement par une série de marnes de quelques mètres assez riche en fossiles suivants :

Berriasibelus extincorius Raps
Duvalia lata Blainv.
Hibolites sp.
Lamellaptychus groupe A (1) *mortilleti* (Piet et Lor).
Lamellaptychus groupe B sp. ind.
Lamellaptychus groupe D (d'X) sp. ind. à dépression latérale,
Lamellaptychus non appartenant au groupe C à dépression latérale (abondant).

Tous ces *Lamellaptychus* sont d'âge berriasien partie supérieure - Valanginien - partie inférieure.

Neolissoceras *grasi* d'Orb (assez nombreux)
Néocomites sp. âge non prédisable
Néocomites sp. rappelant plutôt les formes tithonico-berriasiennes
Phylloceras *Calypso* d'Orb
Phylloceras *semisulcatum* d'Orb,
Phylloceras *tethys* d'Orb (assez fréquent)
Protetragonites *quadrisulcatum* d'Orb,
Rhynchonella contracta? *Hombres Firmas* ou *Rhynchonella malbosi* Var. *contractoides* Jac. et Fall :
Rhynchonella malbosi Var. *contractoides* Jac et Fall : Berriasien.

Limites cartographiques :

De nombreuses récoltes de fossiles m'ont permis d'établir des limites stratigraphiques du Jurassique supérieur et tenant compte des limites lithologiques qui peuvent en gros s'accorder. Mais les limites des successions très détaillées des zones d'ammonites peuvent peut-être ne pas s'accorder avec celles lithologiques d'un étage ou d'un horizon.

2. - Valanginien.

Généralités :

Le Valanginien représente une vaste étendue à l'extrémité Est de la contrée étudiée, s'étalant au Nord et au Sud du Coiron, affleurant dans la région comprise entre : Saint-Laurent-sous-Coiron, Lussas, Mirabelle, Pradel, Monteillier, Saint-Jean-le-Centenier et La Villedieu.

Les formations valanginiennes sont caractérisées par une dominante marneuse et par une grande uniformité.

Ces formations se présentent en trois termes distincts, ayant chacun un vaste développement du Nord au Sud, à pendage souvent très faible, où chaque terme dans l'ensemble est très monotone, sans changement de faciès lithologique appréciable.

Ces trois termes apparaissent de bas en haut, de la façon suivantes :

- a) - Marnes franches passant au sommet à des formations plus calcaires (Va) :

Description macroscopique :

Les formations marneuses du Berriasien passent insensiblement aux dépôts de marnes franches finement feuilletées, riches en Ammonites pyriteuses et en Brachiopodes du Valanginien inférieur. A ces dépôts succèdent des formations plus calcaires très bien stratifiées. Ces dépôts marneux et marno-calcaires gris clair, gris jaunâtre, constituent généralement la plaine cultivée de Lussas. Ils sont parfois ravinés, faisant des ravins abrupts au-dessous de la cuesta de la couverture basaltique du Coiron.

Micrographie :

L'étude de plusieurs lames minces, dans la série marno-calcaire (au lieu dit Serre de Bonnet à Saint-Laurent-sous-Coiron) et la ferme de Maison Neuve (Lussas) permettent les remarques suivantes :

La roche est une marne très calcaire cristalline, finement détritique, constituée par de la calcite et assez fréquemment de grains de quartz, en très petits cristaux anguleux, bien calibrés, de rares amas calcédonieux, trace d'oxyde de fer. Les microfaunes qui s'y présentent sont :

Ammodicidés (très petits)
Calpionelles,
Foraminifères enroulés,
Lagénidés
Textularidés,

Paléontologie :

Au bord de la route Privas-Taverne (D.7) près de la ferme de Chaylus, les formations berriasiennes sont très réduites par des mouvements synsédimentaires (d'où brèche synsédimentaire à la base), tout au moins dans cette localité dès le Portlandien supérieur au Berriasien.

La limite entre le Berriasien et le Valanginien n'est pas ici bien présentée.

+ Les faunes berriasiennes et valanginiennes citées ci-dessous sont récoltées près de la ferme de Chaylus sur 15 mètres correspondant à 255 - 260 m de base de la coupe de Côte des Fourniers (voir p.526 de ...)

Berriasella sp. (assez nombreux),
Berriasella sp. ex gr. privasensis Pict.
Débris d'Echinidés,
Himalayites sp. ex gr. rhodanicum Maz.
Néocomites cf. beneckeï Jac.
Néocomites sp. ex gr. beneckeï Jac.
Phylloceras semisulcatum d'Orb,
Phylloceras sp.
Rhynchonella contracta Hombres-Firmas : Valanginien.

+ Dans la région de Lussas, en particulier à l'Ouest et tout près de la ferme des Ambalards, les formations marneuses ont donné les faunes suivantes :

Cyprinidae ?

Kilianella cf. roubaudi d'Orb, : Valanginien inférieur.

Kilianella sp.

Neocomites neocomiensis Var. premolica sayan : Valanginien inférieur

Neocomites ?

Neolissoceras grasi d'Orb, (assez abondant)

Olcostephanus ?

Phylloceras semisulcatum d'Orb (très abondant)

Phylloceras tethys d'Orb,

Protetragonites quadrisulcatum d'Orb,

Rynchonella contracta Hombres-Firmas : Valanginien

Thurmanniceras sp. : Valanginien

b) Bancs calcaires marneux, compacts, à minces interlits marneux (Vb).

Descriptions macroscopiques :

Le sommet de la série précédente se charge de plus en plus en calcaire quand on monte dans la série où il constitue une zone de passage assez sensible au terme deux (Vb) du Valanginien qui se développe très largement dans la région de Mirabel. Là où les dépôts sont bien stratifiés, avec un pendage deux vers le Sud-Est. L'épaisseur des bancs varie généralement entre 5 et 25 cm, environ et la puissance de chaque interbanc marneux est de 7 à 20 cm. La roche est gris clair ou gris bleuâtre, à pâte fine, à coup de marteau se casse en plaquettes. Ces formations sont bien représentées au bord de la route allant de Lussas à Mirabel, où elles font un petit relief résistant dans la topographie.

Micrographie:

(Les lames minces faites dans les bancs calcaire-marneux affleurent au premier grand virage de la route allant de Lussas à Mirabel.

La roche est un calcaire marneux, cryptocristallin, très finement gréseux. Elle est constituée par : la calcite, les petits grains de quartz (peu abondants) très peu de glauconie, de rares petits amas opaques et très peu de calcédoine remplissant de minuscules fissures. Les organismes sont :

Débris d'Echinodermes,

Textularidés.

- c) Marnes franches à interbanes calcaires marneux passant au sommet aux dépôts à dominante calcaire.

Descriptions macroscopiques :

Cette série est bien développée dans la région comprise entre Morteillier, Saint-Jean-le-Centenier et le Pradel. A la base, les marnes sont finement litées et ressemblent aux marnes du terme (Va). Les formations du sommet de cette série qui constituent des bancs d'épaisseur variant entre 15 à 20 cm sont bien stratifiées, de couleur gris bleuâtre et gris clair.

Micrographie :

Une lame mince est faite dans un banc calcaire marneux du sommet de cette série, tout près de Morteillier et montre les caractères suivants :

La roche est un calcaire très marneux, cryptocristallin où les constituants sont : la calcite, très peu de grains fins de quartz, trace d'oxyde et de glauconie avec très peu de textularidés et des débris d'éponge.

3 - Hauterivien (H)

Généralités :

L'Hauterivien se présente à l'extrémité du Sud-Est du secteur étudié où il a une grande étendue. Pour le raccordement du Valanginien au Hauterivien, ceci étant en dehors du cadre de ce travail, j'ai étudié la partie inférieure du Hauterivien inférieur affleurant à la rive gauche de Claduègne entre Saint-Jean-le-Centenier et le Sud de Lavilledieu.

1° - Etude lithologique et stratigraphique

a) Descriptions macrographiques :

Les formations marneuses et marno-calcaires du terme supérieur (Ve) du Valanginien sont suivies par une série marno-calcaire à dominante calcaire où la zone de passage est caractérisée presque partout par un liseré de marnes peu calcaires, finement gréseux, très riche en glauconie, bien repérable sur le terrain. Comme les géologues de la S.N.P.A. l'ont montré (G. COLO et J. FABER 1960, rapport 351) ce niveau glauconieux est constant dans la région plus au Sud.

La base de la série de l'Hauterivien inférieur se

présente par des alternances presque équivalentes des couches de marnes et de marnes calcaires bien stratifiées, où l'épaisseur de chaque banc est de 10 à 25 cm environ. Plus on monte dans l'étage, plus le calcaire devient dominant et l'épaisseur des bancs de marnes très calcaires oscille entre 40 et 50 cm et parfois 1 mètre.

La roche est gris clair et gris foncé bleuâtre à pâte fine, au coup de marteaux, elle se débite en plaquettes.

b) Micrographie

L'étude en lames minces effectuée dans le niveau glauconieux (au bord de la route nationale allant de Villeneuve-de-Berg à Saint-Jean-le-Centenier, à 1 km de cette dernière localité) donne lieu aux remarques suivantes :

Il s'agit de marnes peu calcaires, riches en glauconie peu gréseuses, cryptocristallines, finement détritiques, dans lesquelles les constituants sont : la calcite, le quartz en grains fins assez abondants. La glauconie est très abondante. Quelques rares sections losangiques de cristaux de carbonate. On y note un cristal de tourmaline détritique, ~~des traces d'~~oxyde de fer. Les organismes sont :

Débris d'Echinodermes,
Débris de Mollusques,
Section d'Ammonite jeune
Ostracodes
Radiolaires
Textularidés

2° Caractères paléontologiques :

Les macrofaunes citées ci-dessous sont récoltées au même point cité ci-dessus (dans la zone ^{de} marnes glauconieuses) et quelques mètres au-dessus dans les formations appartenant au Valanginien :

Berriasellidae
Brachiopodes
Fragments d'Ammonites,
Neocomites ?
Pygopes diphyoïdes Pictet,

Micrographie de l'Hauterivien

Étude à l'échelle de lames minces effectuée dans un gros banc marno-calcaire gris bleuâtre, d'une série de marnes et de marno-calcaire affleurant sur la rive gauche de Claduègne au bord de la route nationale allant de Lavilledieu à Villeneuve-de-Berg, près de ce dernier, plus précisément tout de suite après le pont du chemin de fer et la route nationale sur Claduègne.

La roche est un marno-calcaire très peu gréseux, composé de : la calcite, le quartz en petits cristaux relativement abondants. La glauconie (très peu). Les microfaunes sont :

Débris d'éponge abondants,
Gastéropodes, (très peu)
Ostracodes , rares,
Radiolaires, très abondants,
Textularia assez fréquent.

La présence des ces organismes ainsi que la faciès indiquent un milieu néritique.

Paléontologie

Les macrofaunes sont récoltées juste au même endroit et dans la même série où l'étude micrographique citée ci-dessus est effectuée.

Plusieurs fragments d'ammonites indéterminables,
Néocomites ?

Les variations lithologiques et les conditions paléogéographiques du Lusitanien au Crétacé inférieur.

Au contraire, du sommet du Dogger correspondant au terme des marnes et marno-calcaires, au Lusitanien, s'installent des dépôts à faciès calcaire peu marneux, mouchetés, cryptocristallins, sublithographiques, avec des passées épisodiques marneuses, couvrant tout le Lusitanien, le Kimmeridgien et la partie inférieure du Portlandien. Ce terme se termine au terme marno-calcaire à calpionelles de la partie supérieure du Portlandien et de la base du Berriasien.

Du sommet du Lusitanien au Tithonique inférieur, à part de fines passées de quelques centimètres de marnes grumeleuses, on note quatre niveaux marneux et marno-calcaires, très grumeleux, riches en fossiles, formant presque des niveaux constants et caractéristiques bien récupérables sur le terrain. Dans la coupe de la côte des Fourniers sont représentés de bas en haut :

- 1) De 186,60 à 187,40 mètres de base de la coupe, située juste dans la partie inférieure du Kimmeridgien inférieur,
- 2) De 203,40 à 204 mètres, placé juste à la base du Kimmeridgien supérieur,

- 3) De 210 à 210,80 mètres , se situe au sommet du Kimmeridgien,
- 4) De 214 à 215 mètres , se situe dans la zone de passage entre le Kimmeridgien et le Portlandien.

A nouveau, la base du Valanginien débute par une série de marnes franches passant par des termes marno-calcaires très marneux et des marno-calcaire peu marneux de la partie terminale du Valanginien à l'Hauterivien.

La présence des calcaires , des marnes très grumeleuses et des calcaires bréchoïdes dans la partie supérieure du Jurassique supérieur prouve l'existence des actions dynamiques couronnant lors de la formation des dépôts de cette période, donnant lieu à des structures grumeleuses et bréchoïdes . Ces grumeaux de toutes formes et de toutes tailles, à contours très nets et non diffus, sont d'une composition différente mais enrobée dans la même pâte, ils indiquent qu'ils ne sont pas formés par des processus physico-chimiques sédimentaires, mais pendant la diagénèse par les actions dynamiques au cours desquelles les dépôts sont fragmentés en petits éléments par des remaniements intraformationnels.

Les actions dynamiques épisodiquement très intenses, se font sentir :

- a) lors des dépôts du Kimmeridgien (la présence des niveaux grumeleux caractéristiques)
- b) plus importants pendant les dépôts de la base du Portlandien (d'où la fréquence des dépôts bréchoïques intraformationnels à gros fragments dans la partie inférieure de cet étage.)

La présence d'une brèche conglomératique située juste entre la partie supérieure des bancs calcaires massifs, griottes du Portlandien inférieur et les calcaires très marneux à pâte fine du Portlandien supérieur dans la région de Chaylus (route D 7 de Privas), annonce la présence des mouvements tectoniques violents (faille); synsédimentaires lors des dépôts, tout au moins localement durant la fin du Tithonique inférieur à la base du Berriasien. (photo 25)

Les formations de la base du crétacé inférieur, du Valanginien à l'Hauterivien inférieur , à faciès marneux dominant,

qui s'estompent lors de cette période, dénotent l'existence d'une mer franche, à faciès franchement subsident et néritique, sans mouvements techniques synsédimentaires (failles ou mouvements oscillatoires) se reflétant sur les dépôts.

Conclusion :

Chaque série du Lusitanien au Crétacé inférieur (Hauterivien) montre à l'échelle régionale une grande uniformité de faciès. Les recherches lithofaciées et la présence des fossiles caractéristiques montrent une régularité assez grande des séries du Lusitanien à l'Hauterivien (crétacé inférieur) en bordure Sud-Est du Massif Central français.

Donc, c'est dès le Lusitanien au crétacé inférieur que s'installe une mer franche, à fond subsident, sans presque aucun dérangement dû à l'instabilité du fond.

CHAPITRE III

LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE.

I.- LE TERTIAIRE.

Le Tertiaire ne se présente presque pas dans le secteur étudié, sauf en de rares endroits, sous la couverture basaltique du Coiron (formations alluvionnaires).

Ces dépôts alluvionnaires sousbasaltiques sont déjà étudiés par les différents auteurs étudiant le Massif ^{du} Coiron, en particulier par l'Abbé Pierre GRANGEON (1960) qui a fait un travail très passionnant, et très minutieux quant à la description, à la fois, des alluvions sous-basaltiques et de leur âge et des coulées successives surincombantes. Comme l'étude de ces alluvions n'offre aucun intérêt métallogénique, j'évite de décrire ici mes observations sur le terrain concernant ces dépôts fluviatiles qui ne présentent que quelques remarques supplémentaires mais peu de valeur.

C'est pourquoi ^{je} renvoie le lecteur au Chapitre IV (p. 220-239) de cet auteur cité plus haut.

II.- LES LAVES.

A/- Les coulées basaltiques.

1) - Généralités.

Cette partie a pour objet l'étude pétrographique et volcanologique des laves reposant sur les divers terrains et qui sont souvent entaillées par les divers cycles d'érosions tant dans les roches cristallophylliennes que les formations sédimentaires secondaires et tertiaires.

Au Nord et Nord-Ouest du secteur étudié les volumes de laves

épanchées sont petits par rapport à celui représenté par les laves du Coiron à l'Est qui conservent sous une carapace rigide importante les formations sédimentaires sous-jacentes. Ce massif du Coiron, constitue une limite géographique du secteur étudié.

La reconstitution des dynamismes montre en général que les laves renferment de petits et fins cristaux d'augite et d'olivine constituant le premier matériel émis, puis les coulées comportant des cristaux de grande taille d'augite et d'olivine.

Les coulées se sont épanchées à partir soit d'anciennes fissures importantes, comme dans la partie Nord-Est du Coiron où les premiers épanchements se sont sans doute effectués à la faveur d'une cassure NNW-SSW, soit par les necks (1). Les caractéristiques dynamiques et magmatiques montrent que ce sont des volcans continentaux.

En général, les basaltes qui se présentent dans cette contrée montrent une grande analogie tant au point de vue macroscopique qu'au point de vue microscopique. Par conséquent, il serait extrêmement fastidieux de décrire séparément ce qui est pour une grande partie semblable et de même il serait difficile de rédiger une stratigraphie exacte basée sur les seuls caractères pétrographiques.

2) - Caractères macroscopiques.

En général, les masses basaltiques de la région étudiée se montrent morphologiquement et pétrographiquement constituées par un empilement de petites coulées de laves. Il est bien évident que l'étude de la distinction de plusieurs coulées ne peut s'effectuer que sur la seule base de l'extension géographique, sans négliger ce point de vue ^{que} l'étude pétrographique et l'analyse des caractères structuraux ainsi que l'étude paléomagnétique apportent plusieurs informations supplémentaires importantes.

Caractères structuraux.

Les caractères structuraux sont dus principalement au mode de propagation des coulées, au comportement des gaz ou aux phénomènes

(1) - Les necks représentent des canaux tubiformes volcaniques dont l'appareil terminal est inexistant ou démantelé.

de refroidissement.

Les laves basaltiques se présentent en masses compactes qui constituent presque tous les massifs se trouvant dans cette contrée, parfois la base de ces laves se présente comme de fins bancs superposés dont l'épaisseur de chaque banc ne dépasse pas 5 à 12 cm environ, la surface de chaque banc étant lisse et parfois légèrement courbée, avec une valeur de pendage de 20° Nord; 300 Est, ce phénomène indiquant une lave subissant une déformation plastique se produisant au cours du refroidissement des coulées. Ce fait est visible à la base de la masse basaltique du Roc de Gourdon.

Des laves à surface plane, scoriacées, bulleuses et fragiles dues à un épanchement régulier et important des gaz au cours de l'épanchement, se présentent dans le volcan d'Aizac. Ces laves comportent des petits cristaux d'augite et d'olivine altérés, la roche est très légère à cause de la présence de nombreuses "bulles" donnant postérieurement au refroidissement des géodes renfermant actuellement des cristaux ou des concrétions de calcite souvent blanche. Ces bulles dues à la libération brutale des gaz ont un diamètre compris entre deux et dix millimètres, leur disposition traduit les mouvements tourbillonnaires dont la lave a été le siège; leur partie convexe indique le sens d'écoulement.

L'aspect en colonnades : ce dernier est constitué par des colonnes verticales aux formes pentagonales et même parfois hexagonales à arêtes rectilignes ou sinueuses, elles sont très abondantes surtout au bord du massif du Coiron où elles reposent sur le substratum qui peut être considéré comme formé par les marnes du Valanginien, comme aux environs de Saint-Gineys-en-Coiron à 150 m environ du hameau de Monteillier, à cet hameau même la base des colonnades est formée par les alluvions fluviales pliocènes (selon P. GRANGEON, 1960), ici les prismes sont très caverneux (bulleux) à leurs affleurements. Dans les fermes Rieux, les orgues sont formées sur des tufs et brèches volcaniques; près du col de l'Escrinet (sur la route allant de cette localité à Pra-Maillet) comme partout d'ailleurs les belles colonnades se trouvent entre deux coulées de laves massives souvent à débits horizontaux. Les colonnes ont des dimensions de plusieurs mètres de long et plusieurs centimètres de large, à Serre de Suson les tailles des colonnes sont plus petites que ces dernières, elles ont une longueur comprise entre 1,50 et 3 mètres et une épaisseur de 17 à 33 centimètres.

Un magnifique aspect de colonnades se présente dans la vallée de la Volane, où elles offrent au paysage un pittoresque remarquable, elles sont visibles tantôt à gauche, tantôt à droite à partir du pont de Bridou jusqu'à l'entrée du village d'Antraigues. Ces laves épanchées sur un fond de l'ancienne vallée sont datées du Pléistocène d'après la carte géologi-

que de France au 1/80.000, feuille de Privas - 2^e édition.

Les prismes normaux aux surfaces de refroidissement, parallèles aux gradients de température sont dus au retrait.

L'entablement : cette partie que couvrent les orgues est formée par des laves compactes présentant un débit horizontal.

Un aspect particulier des débits est constitué par ceux de Tores, qui se présentent localement au-dessus des orgues se trouvant de part et d'autre de la vallée de la Volane, que je viens de citer ci-dessus. Ce curieux phénomène ne peut s'expliquer que par le refroidissement, car le phénomène est dissymétrique d'une part, et d'autre part le haut des tores est beaucoup plus diaclasé que le bas.

Chaque massif ^{et} basaltique appartient pour une grande partie à des dynamismes différents se présente en masses compactes tantôt comportant des petits cristaux d'augite et d'olivine (basalte normal) tantôt des cristaux ayant la taille de plusieurs centimètres (basalte porphyrique). Les deux types de basaltes cités ci-dessus ont macroscopiquement et microscopiquement une grande uniformité, par exemple la cassure est conchoïdale, la roche fraîche est noire ou noire gris foncé, les affleurements exposés aux intempéries ont une teinte brun noir, beige clair, gris clair ou gris brunâtre; localement la roche est bulleuse. Les bulles, postérieurement au refroidissement ont donné des géodes qui renferment des produits secondaires tels que zéolithes, rarement des quartz et très souvent des carbonates (en particulier la calcite concrétionnée est fréquente). Les bulles visibles actuellement peuvent ne pas être toutes formées par l'échappement des gaz contemporanément aux coulées lors du refroidissement de celles-ci, mais aussi par altération puis disparition des phéno-cristaux ou microphéno-cristaux existant dans la roche.

Dans la roche existent des cristaux de feldspaths jamais visibles à l'oeil nu.

Dans les laves à petits cristaux d'olivine et d'augite, ces cristaux sous forme de microphénocristaux sont abondants, mais le nombre des cristaux macroscopiquement visibles est beaucoup moins abondant. L'olivine se dessine dans la roche en cristaux rectangulaires ou triangulaires dont le diamètre varie entre 1 et 4 mm, ces cristaux sont souvent altérés et montrent sur la surface de corrosion une teinte jaune ou jaune verdâtre. Les cristaux frais montrent une teinte verte vive. Les cristaux de pyroxène (augite) sont généralement plus nombreux et moins altérés que les olivines, ils se présentent très souvent en cristaux allongés dont la taille n'excède pas 1 à 6 mm; des tailles sensiblement supérieures ne sont toutefois pas exclues.

Les basaltes porphyriques.

Ces basaltes sont très pauvrement représentés; une partie du volcan Crau est formé par un tel basalte. Les nodules d'olivine ont une taille très grande (de 0,1 cm à 11 cm), ces amas se présentent sous forme triangulaire, rectangulaire ou en nodules importants, ceux-ci sont parfois altérés donnant un aspect jaunâtre ou vert jaunâtre au cristal; enfin les phénocristaux de pyroxène (augite) sont assez abondants, automorphes, aux faces cristallines bien représentées, ils ont une taille comprise entre 0,1 et 6 centimètres.

Les phénocristaux sont rarement visibles ailleurs, ce n'est qu'au Roc de Gourdon (milieu du massif) et également celui de Serre de Susson, et à la base de la coulée basaltique du Coiron qui repose sur les marnes du Berriasien - Valanginien, au bord de la route de Privas-Tavernes (R.D.7 de Privas) que l'on observe des nodules d'olivine ayant les mêmes formes que celles déjà citées ci-dessus, mais avec une taille n'excédant pas cinq centimètres environ.

Le substratum des coulées.

J'ai déjà mentionné au début de cette partie, que les coulées basaltiques reposent sur une grande diversité de terrains. L'étude détaillée de la morphologie de ces terrains en substratum des coulées montre les intenses modifications morphologiques traduisant l'érosion antécoulées, ces formes ont été conservées par l'activité des phénomènes volcaniques.

Sur le socle cristallin, les coulées basaltiques des volcans Crau et Aizac (lave scoriacée) et celles de la vallée de la Volane reposent sur les formations cristallophyliennes (granite d'anatexie et anatexite). Au-dessous des laves de la vallée de la Volane se trouvent des arènes granitiques, celles-ci ayant des épaisseurs différentes selon les endroits, l'épaisseur maximum mesurée est juste au-dessus du captage de la source minérale Suprême (au Nord du pont de Bridou) où les arènes ont un mètre de puissance.

Au Roc de Gourdon, et près du col de l'Arenier, le paléosocle est le Trias. La base de la masse basaltique de Pup (Vesseaux) est le Bajocien. A l'Ouest du hameau de la Garde, le Callovien constitue le substratum d'un petit amas basaltique; enfin la nappe basaltique du Coiron repose sur les formations lusitaniennes et la base du Crétacé (Berriasien-Valanginien) et le Miocène, cet aspect est bien visible le long de la route

allant de Baumier (Mirabel), St Laurent - Sous-Coiron à Moulin Artige.

Par endroit, au bord du massif de Coiron et la formation ^{de} sédimentaire on voit que sous le substratum reposent d'abord des tufs, des brèches volcaniques au-dessus desquelles reposent les coulées, cet aspect est visible dans le hameau Rieux (St-Laurent-sous-Coiron) où la formation est visible à 2,50 m de hauteur, puis sur la route du col de l'Escrinet à Pra-Maillet où l'épaisseur de ces formations n'excède pas 3 m environ; les éléments constitutifs sont des bombes (diamètre entre 1 et 41 cm), des tufs très abondants, les galets d'anatexite à faciès gneissique sont exceptionnels, tous ces éléments sont cimentés par les cendres volcaniques.

Conclusions.

La morphologie externe des coulées varie suivant l'endroit de la coulée.

La reconstitution des dynamismes montre que dans quelques endroits les tufs et les brèches volcaniques constituent le premier matériel émis, enfin l'activité explosive s'est poursuivie par épanchements, très probablement fissuraux.

Leurs caractères dynamiques et magmatiques montrent que ce sont des volcans continentaux.

3)- Caractères microscopiques.

La structure est microlithique, parfois avec tendance à être un peu fluidale. Parfois il y a une structure franchement porphyrique (1).

Les constituants principaux sont : les plagioclases calciques (basiques) andésine-labrador, l'augite, l'olivine et la magnétite.

Les minéraux accessoires : l'apatite, quartz, antigorite, serpophite, ilménite, hématite, trichites de graphite, noséane, (spinelles).

Pour les plagioclases la composition exacte et donc le pour-

(1)- La structure porphyrique est caractérisée par le fait que les différents cristaux (phénocristaux) d'ordinaire plus ou moins bien formés sont contenus dans une masse fondamentale, composée de cristaux à grains beaucoup plus petits, de microlites et parfois aussi de verre. ZAVAICKIJ, 1955.

centage d'anorthite est bien difficile à déterminer rigoureusement par suite des dimensions réduites des cristaux.

On trouve, pour les basaltes scoriacés du volcan d'Aizac, andésine (35 à 41 % d'an.); pour le basalte porphyroïque du volcan de Crau, andésine-labrador (38 à 52 % d'An.); pour la plupart le plagioclase est le labrador (51 à 63 % d'an.).

Une grande partie des microlites est mâclée suivant la mâcle de Carlsbad et celle de l'albite. Les cristaux zonés sont extrêmement rares et quand ils existent, ils présentent une zonalité peu marquée; le pourcentage d'anorthite diminue en allant du centre vers la périphérie du cristal; aucune des nombreuses lames minces que j'ai pu effectuer ne m'a fourni de phénocristaux de feldspaths alcalins.

Le basalte du volcan de Crau comporte des cristaux de feldspaths qui sont légèrement plus grands que ceux des laves des autres appareils, parfois on voit dans les grandes baguettes de plagioclases mâclés, des enclaves de laves prises entre les individus accolés; ce phénomène s'est produit dans le massif basaltique de Pup.

Le clinopyroxène. Le pyroxène qui se trouve dans ces basaltes est l'augite, celle-ci apparaît sous deux formes :

- a) - En phénocristaux qui sont dispersés dans une pâte faite de microlites baignant eux-mêmes dans une matière vitreuse. Ces cristaux sont visibles à l'oeil nu et peuvent avoir de 0,1 à 6 centimètres de long; ils sont automorphes ou sub-idiomorphes, parfois mâclés en sablier, quelquefois gloméroporphyres.
- b) - Les microphénocristaux qui sont beaucoup plus abondants que les phénocristaux, ils ne sont visibles qu'en lame mince, où ils se présentent sous un aspect idiomorphe, subautomorphe, parfois gloméroporphyre et rarement zoné ou xénomorphe. Ces microlites sont en grains fins dans la matrice qui s'observe dans tous les basaltes. Quelques cristaux d'augite titanifère s'y présentent qui sont entourés par les cristaux d'augite normale (augite zoné).

L'olivine : se montre dans tous les basaltes sous forme de fins cristaux constituant une partie des microlites, les microphénocristaux s'y présentent en quantité parfois considérable. Les macrophénocristaux parfois sont abondants, mais ne se trouvent pas dans toutes les laves. Ces cristaux qui sont souvent automorphes, sont parfois altérés en particulier à leur périphérie endonnant une auréole brun rouge constituée par de l'idingsite, de temps en temps cette altération progresse vers le centre du

minéral le long de microfissures ou microcraquelures. Très couramment ailleurs l'olivine est altérée partiellement ou entièrement en antigorite avec parfois de la magnétite secondaire, cette altération commençant par la périphérie suit les microfractures ou les fibres d'antigorite se disposent, presque toujours perpendiculaires aux épontes.

Magnétite : elle apparaît en très fins cristaux opaques, section carrée en forme d'octaèdres ou en grains et amas irréguliers, très rarement ces petits cristaux sont groupés donnant des amas plus importants.

Apatite : elle se montre en très fines aiguilles allongées, associée avec les microlites, parfois rare dans la roche quelquefois celle-ci peut être bourrée de ce minéral. Parfois elle s'observe en inclusions dans les autres minéraux principaux de la roche, en particulier les plagioclases.

Biotite : elle est très rare, elle provient de l'altération de l'augite. Elle se présente en paillettes fines d'un pléochroïsme assez faible. L'antigorite, minéral secondaire se présente en fibres vert pâle un peu jaunâtre, en lumière naturelle elle donne parfois des figures plus ou moins sphérolithiques. Elle dépend de l'altération de l'olivine et de l'augite. Elle entoure assez souvent la serpophite, celle-ci ayant une structure massive (amorphe) présentant une teinte vert très pâle en lumière naturelle.

Trichites de graphite se présentant en très fines aiguilles dans la partie inférieure des basaltes du Roc de Gourdon.

La noséane se présente en amas xénomorphes importants renfermant des minéraux opaques (magnétite et ilménite) s'altérant en limonites. Ce minéral se trouve seulement dans le basalte porphyrique de Crau, c'est pour cette raison que j'appellerai ce basalte : basalte porphyrique à noséane ou basalte à noséane. Les autres minéraux secondaires remplissent généralement les cavités ou pores existant dans la roche, il peut s'agir d'opale, forme amorphe de la silice qui se présente en petits amas, parfois abondants, remplissant les cavités de la roche, elle manque très souvent dans la roche. En lumière naturelle elle est brune.

Calcédoine : elle remplit comme l'opale les cavités où elle montre une structure sphérolitique.

Calcite : La calcite apparaît en cristaux fins, lamellaires ou en petits agrégats. Elle se présente souvent dans les géodes et est

beaucoup plus importante que les autres minéraux remplissant ces cavités. Elle peut exister avec l'opale, la calcédoine, parfois ^{elle} est imprégnée par l'oxyde de fer (limonite) provenant très probablement de l'altération des minéraux ferrifères (augite, olivine, magnétite ou ilménite) existant dans la roche.

4)- Nombre et épaisseur des coulées.

Une grande partie des massifs basaltiques est constituée par un ensemble de plusieurs coulées superposées, avec un minimum de deux ou une coulée, qui indiquent des dynamismes différents (massif des Coirons par exemple). L'épaisseur des coulées est variable, leur épaisseur ou puissance visible actuellement est comprise entre quelques centimètres et plusieurs mètres (Roc de Gourdon, 40 m d'après J.-C. BOER, 1957).

En bordure du massif du Coiron (Col de l'Escrinet - Saint Laurent-sous-Coiron) on voit parfois les différentes coulées qui sont séparées par des tufs volcaniques.

Le Roc de Gourdon, ainsi que l'indique la carte géologique (Feuille de Privas) est constitué par deux coulées différentes, ^{nt} par ailleurs l'étude sur le terrain ainsi que celle microscopique confirme nettement cette idée.

Le petit massif basaltique de Pup (Vesseaux) est formé au moins par deux coulées, car en lames minces on voit que la roche comporte les enclaves d'une autre coulée volcanique.

Les basaltes de la vallée de la Volane : G. SOULAVIE signale à propos de basaltes de cette vallée les colonnes basaltiques qui forment "la carrière sur laquelle fut bâti le pont de Bridou près d'Antraigues celles qui forment la carrière du Pont Neuf qui conduit à Crau et à Génestelle et généralement toutes les carrières avoisinantes qui appartiennent à la même coulée, sont formées de basaltes fort minces parce que la hauteur de la carrière n'est pas considérable" (1).

Massif basaltique de Crau.

Ce massif comporte deux parties différentes; l'une est formée par une roche très compacte noire foncée, mais vive en profondeur presque sans cristaux ou phénocristaux visibles à l'oeil nu. L'autre partie, sur laquelle le château de Crau est construit, au contraire, comporte plusieurs phénocristaux d'augite dont la taille varie entre 0,1 à 6 cm et des

nodules allongés d'olivine qui peuvent avoir 11 centimètres de diamètre. La roche fraîche est gris noir. La composition minéralogique de chacun est un peu différente. Ceux-ci prouvent l'existence de deux coulées.

B/- Les dykes et filons (1)

1) - Les filons de basaltes.

a) - Description macroscopique.

Etant donné la grande diversité des terrains étudiés, la répartition des dykes et filons basaltiques s'effectue de telle sorte qu'ils affectent presque toutes les formations préexistantes, des formations cristallophyliennes aux formations tertiaires.

Leur nombre et leur répartition est inverse de leurs distances à la masse basaltique qui leur est proche. Mais ils sont plus nombreux aux alentours des massifs importants que ceux qui le sont moins, par exemple l'existence de nombreux filons de basalte dans la région du col de l'Escrinet (filons du hameau Fabrique à l'Ouest et au col de l'Escrinet même et au hameau de la Garde à l'Est) ont dû être probablement liés et être accentués aux massifs du Coiron, de Roc de Goudon et de Serre de Suson (qui tous existent dans cette région).

Les dimensions visibles des filons sont bien variables, leur puissance varie entre quelques dizaines de centimètres et plusieurs dizaines de mètres, la plus petite largeur que j'ai pu mesurer et cartographier était de 30 à 40 cm (Saint-Etienne-de-Boulogne et hameau de la Garde). La largeur maximum étant 34 mètres au hameau Lardièrre (Commune de Gourdon), la plus grande longueur se trouve à la Garde (St-Priest) où on peut suivre le basalte sur 1.500 m et au hameau de Fabrique où on peut le suivre sur 1.300 m environ, mais ce dernier apparaît de façon discontinue, et il traverse les formations du Lusitanien inférieur et le Trias.

Ces dykes sont pour une grande partie, rectilignes dans les terrains où la roche est indurée et l'érosion ^{ayant} déblayé les roches encaissantes, les basaltes se sont dressés vers le ciel à une hauteur

(1)- Les dykes ne se distinguent des filons éruptifs que par leur forme plus régulière et par leurs dimensions, d'ordinaire plus importantes qui se dressent vers le ciel tels des murs déchiquetés.

de 1 à 5 m environ tels des murs déchiquetés (photo 26) à Vesseaux, près de la cave coopérative, à Fabrique (Saint-Etienne-de-Boulogne) et à la Garde (Saint-Priest). La forme, la dimension et la présentation de ces basaltes par rapport aux roches encaissantes répondent au terme de dykes; parfois ces dykes dans les formations indurées présentent des courbures à petits rayons comme ceux se trouvant dans les marnes du Callovien entre Vesseaux et Saint-Privat (à l'Est de la RN. 104, allant de Aubenas à Privas). Ces dykes sont rarement verticaux mais presque tous sub-verticaux avec un pendage variant entre 80 et 85°, très rarement le pendage est égal à 75° environ.

La roche est compacte, dure, rarement très riche en cavités dont le diamètre n'^{de}excède pas 1,2 cm; celles-ci proviennent en majeure partie de l'altération et la disparition des phénocristaux d'augite ou d'olivine existant dans la roche, elles peuvent en partie provenir de l'échappement rapide des gaz contenus dans les laves au cours de la mise en place du basalte (filons ou dykes).

Ces cavités sont assez souvent remplies par des éléments jaunâtres qui sont des produits d'altération d'anciens minéraux, très souvent de l'olivine (filons de basalte à Suel - St Julien-du-Serre, à Aubenas près du cimetière); elles peuvent être aussi remplies par de la calcite secondaire ou rarement de la silice. La roche comportant ces cavités apparaît comme tachetée de blanc.

Quand la roche est riche en cavités, elle est très riche en minerais de fer altéré en limonite dont les éléments secondaires (calcite) sont imprégnés et pigmentés, ce qui leur confère une teinte rouge caractéristique des hydroxydes de fer (limonites). C'est pourquoi les éléments remplissant les géodes et également la surface extérieure des laves sont rouges ou brun rouge: ce phénomène est bien représenté dans un dyke près de la cave coopérative de Vesseaux.

La surface de la roche exposée aux intempéries est noir gris, brun clair, brun foncé à brun rougeâtre, la roche fraîche est noire, gris noir ou gris. La cassure est presque conchoïdale ou franchement conchoïdale.

Les phénocristaux d'olivine et en particulier d'augite sont abondants, leur nombre est beaucoup plus élevé que dans les coulées formant les massifs et décrites précédemment.

L'olivine est toujours altérée en matière jaunâtre, elle est assez rarement visible à l'état frais. Elle se présente en nodules dont le diamètre est de 0,5 à 5 mm.

Les minéraux ferromagnésiens, essentiellement l'augite apparaissent très abondamment très souvent en phénocristaux trapus, ou en prismes fins et allongés dont le diamètre n'excède pas 1,2 cm. Leur largeur ne dépasse pas 0,6 cm. Ces cristaux sont presque intacts et donc peu sensibles aux agents de l'altération atmosphérique.

Au contact immédiat des dykes basaltiques la roche encaissante sur une partie de 2 à 4 cm est entièrement cuite et a l'aspect d'une roche qui n'a jamais cristallisé (on ne voit à l'œil nu aucun minéral).

La propriété la plus caractéristique des dykes et filons basaltiques du secteur étudié est leur direction, celle-ci étant identique pour une grande partie de ces filons. La plupart des filons (48 %) montre une direction comprise entre N° 310 et 330° Est et (22 %) N° 330 - 350° Est, c'est-à-dire une direction Nord-Ouest, Sud-Est. Cette direction coïncide très bien avec celle mise en évidence dans l'ensemble du massif basaltique du Coiron (terrain voisin) par J-C. DEN BOER (1957), car d'après lui (Fig. n° 27 de son travail) la plupart des filons (71,8 %) montre une direction comprise entre 290 et 330°, c'est-à-dire une direction moyenne générale d'environ Nord-Ouest, Sud-Est. Cela prouve qu'après la formation des importantes nappes basaltiques du Coiron et d'autres massifs situés à son voisinage, il y aurait eu des mouvements tectoniques provoquant des cassures dans les Monts du Coiron et les formations voisines de direction générale Nord-Ouest, Sud-Est par lesquelles les dykes et les filons basaltiques se sont mis en place, en effet aucun de ces filons et dykes basaltiques ne montrent une direction de cassure ou faille existant dans la formation du socle cristallin (les roches cristallogéniques) qui sont souvent reprises par les filons de quartz (voir Fig. 5) d'une part, et d'autre part comme il résulte de la Figure 26, il n'y a pas de filon ayant une direction N 30° Est qui indique la direction générale de failles existantes dans la formation sédimentaire, Secondaire et Tertiaire.

b) - Etude microscopique.

Il serait fastidieux de décrire plusieurs dizaines de plaques minces taillées qui présentent comme pour celles des coulées de basalte une grande uniformité et une multitude de points communs, quant à leur composition minéralogique. C'est pour cette raison que je décrirai les constituants des laves et leurs minéraux dans un texte général.

Les laves de ces dykes sont elles aussi très bien cristallisées, elles diffèrent des laves des coulées macroscopiquement et microscopiquement par l'abondance très notable des minéraux ferromagnésiens (augite

et hornblende), la régularité de la répartition de ces derniers dans la roche et enfin d'avoir un peu d'hornblende commun soit sous forme de petits grains disséminés dans un fond microlithique, soit sous forme de phénocristaux. Quelquefois les laves de ces dykes ne comportent pas d'olivine.

- Constituants principaux.

Les plagioclases basiques, l'augite, olivine entre les minéraux accessoires s'observent le quartz, l'hornblende basaltique, l'apatite pigeonite. Comme minéraux secondaire, on observe la limonite, magnétite, antigorite, serpoiphyte, iddingsite, opale, très souvent la calcite. La structure de la roche est microlithique peu ou pas fluidale parfois elle est franchement fluidale.

Feldspaths : Ce sont des plagioclases basiques, andésine-labrador (40 à 70 % d'anorthite) qui constituent le fond microlithique de la roche.

Augite : Apparaît en macro ou microphénocristaux, abondants les glomérophyres d'augite (voir photo 27) et les cristaux zonés, parfois elle est titanifère, les grains xénomorphes ne sont pas rares. Elle renferme très rarement des grains de quartz, quelquefois elle est un peu altérée en antigorite.

Olivine : Elle se présente comme l'augite en macro et microphyres ou en grains xénomorphes très fins, elle montre ici les mêmes altérations que dans les basaltes, des coulées : antigorite, la serpoiphyte, l'iddingsite et la calcite.

Magnétite : Elle se montre sous les mêmes formes que dans les basaltes des coulées, il s'agit de formes cubiques, octaédriques, ou de petits amas xénomorphes.

Hornblende : subautomorphe, ~~mâclée~~ dans une lame mince.

Pigeonite : elle s'est présentée seulement dans un filon situé à Vesseaux où l'olivine semble manquer car dans la plaque mince effectuée on ne la décèle pas.

Apatite : apparaît en très fines baguettes ou aiguilles allongées.

Quartz et opale : ils se présentent dans le fond microlithique en très petite quantité.

Calcite : parfois associée avec la limonite qui est elle-même un produit secondaire, la calcite qui se forme dans les géodes se développe parfois suivant les clivages des autres cristaux, en respectant la forme géométrique de ces derniers.

Zéolites : s'observent parfois dans les géodes.

Une lame mince a été effectuée dans la roche encaissante (anatexite à faciès gneissique), au contact avec la lave constituant le dyke (hameau de Fabrique et Saint-Etienne-de-Boulogne). La roche montre une structure pyroclastique dans laquelle on observe des fragments de cristaux de quartz à angles vifs dans une matrice amorphe (vitreuse) les plagioclases se montrent en petits cristaux mâclés suivant la mâcle de l'albite et sont très altérés, il est difficile de distinguer leur pourcentage en anorthite.

2)- Les filons d'andésite augitique.

Au col de l'Esclinet on remarque trois filons d'andésite augitique traversant les formations callovo-argoviennes, dont la puissance minimum est 0,25 m et l'épaisseur maximum de l'ordre d'un mètre, ils peuvent se suivre sur plusieurs mètres.

La roche est grise ou brun clair à la surface de corrosion, en cassure fraîche elle est gris clair. Elle est bulleuse avec un diamètre moyen de 3 mm environ; ces boules sont dues à l'échappement très rapide des gaz contenus dans la roche au cours de la mise en place du filon. La partie convexe des boules indiquant le sens d'écoulement.

La roche est légère et fragile, on y voit de petits cristaux d'augite et des petites tâches claires de silice (attaque au Cl H 15 % ne donne aucune effervescence). La structure est microlitique avec des plagioclases très basiques qui paraissent être du labrador (52 % d'anorthite), les microlites sont composés de plagioclases et d'augite sous forme de petites baguettes ou des grains fins, la magnétite est présente.

3)- Les filons de dolérite.

On peut remarquer ce type de filons au hameau Fabrique surtout visible au bord du sentier allant au lieu dit la grange de Marze où je les

ai découverts et ^{je les}signale ici pour la première fois. Ils sont presque tous parallèles, séparés l'un de l'autre ^{par} une distance de trois mètres environ leur direction est N 330° Est, ils traversent le granite à petits porphyroblastes. Leur épaisseur de bas en haut est successivement : 0,50 m, 2 m, 1,20 m, 0,60 m, et 0,50 m.

Au point de vue pétrographie, la roche extrêmement altérée est grise ou brun noir aux affleurements exposés aux intempéries, gris ou noir gris très légèrement bleuâtre en cassure, tachetée par de petites tâches claires de calcite, parfois de quartz. Les cristaux d'augite n'y sont pas rares mais leur taille ne dépasse pas quelques millimètres.

En lame mince on voit une structure ophitique; malheureusement tous ces filons sont extrêmement altérés de telle sorte qu'aucune lame mince n'a pu fournir une bonne section de façon à apporter une diagnose sûre quant à la composition des plagioclases. On note de l'augite altérée et des minéraux secondaires qui sont des leucoxène, biotite, chlorite et calcite ainsi que le quartz secondaire, parfois l'oxyde de fer.

C/- Teneur du minerai de zinc, de plomb et de cuivre dans les coulées.

Une série d'analyses a été effectuée dans quelques différentes laves qui ont été étudiées au début du présent chapitre. Ces analyses effectuées au laboratoire de géochimie du B.R.G.M. ont montré, malgré leur nombre évidemment restreint, des résultats particulièrement intéressants que je vais développer dans la suite de ce paragraphe (voir Tableau n° 5).

a) - Zinc.

La teneur en zinc, qui se présente en ppm, varie dans une masse d'un point à un autre mais ces variations ne sont guère notables et les extrêmes ne sont guère éloignés.

La teneur en zinc dans les roches massives, appartenant à une masse importante est plus élevée par rapport à celle d'un massif basaltique scoriacé, même si la masse en est importante (comme le basalte scoriacé d'Aizac) ou par rapport à une petite masse comme par exemple la petite masse basaltique de Pup et de Croix d'Houme (Commune de Vesseaux) par rapport aux autres.

La teneur en zinc dans les dykes de lave basaltique ne diffère pas de celle des coulées basaltiques massives.

b)- Plomb.

La teneur en plomb dans ces laves est très faible mais dans les différentes laves, la teneur est la même.

c) - Cuivre.

La teneur en cuivre est beaucoup plus faible que celle du zinc, mais plus élevée que celle du plomb. La teneur du cuivre, comme celle du zinc, est très faible dans les coulées de laves scoriacées d'Aizac.

Conclusions.

Etant donné que géochimiquement il y a migration des minerais de Cu et Zn d'une roche comportant ces minerais à celle qui en est pauvre sinon entièrement stérile, cette notion ne peut être attribuée au cas de lave scoriacée (poreuse) d'Aizac ayant la teneur minimum en minerai de Cu et de Zn, car par rapport aux autres laves, dont quelques-unes se trouvent au sein de la même formation elle a une teneur en Zn de 1,5 à 2 fois moindre. Par contre ces dernières ont une teneur en Cu deux à trois fois plus élevée. Il ne faut pas attribuer les teneurs en métaux (Cu, Pb, Zn) existant dans les roches encaissantes sur une faible épaisseur au contact des laves à une migration des roches encaissantes vers les laves (car une série d'échantillons analysés - ces échantillons étant choisis de telle façon que l'on couvre perpendiculairement au massif de laves une centaine de mètres au moins, - montre des teneurs en Cu et Zn très faibles par rapport aux laves contiguës et cela malgré les faciès différents) mais bien au contraire migration du Cu et du Zn des laves vers la roche encaissante sur quelques mètres, sans pour cela donner naissance à un gisement au sens actuel du terme.

Par conséquent, on peut déduire que lors, et tout de suite, après la mise en place des laves d'Aizac très poreuses et scoriacées dues à l'échappement très rapide des gaz contenus dans la roche, les minerais de Cu et Zn sont évacués à l'état de sublimés (A. RITTMANN, 1963) et peut-être se sont déposés ailleurs, par exemple aux événements des fumerolles gazeuses.

TABLEAU n° 5

(Teneur des minerais de Pb, Zn et Cu en ppm dans les basaltes)

N° d'inv.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
teneur en ppm	Zr	135	150	120	125	115	80	125	110	100	105	120	100
	Pb	4	8	8	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	Cu	30	34	30	40	32	10	48	71	73	12	32	8

- 1) - Basalte compact à gros nodules d'olivine, Coiron, reposant sur les marnes du Berriasien-Valanginien au bord de la route Privas-Taverne tout près du hameau de Chaylus.
- 2) - Basalte compact, base du Coiron, au bord de la route entre Moulin Artige et St-Laurent-sous-Coiron, près du lieu dit Les Cros.
- 3) - Fragment de tuf, près et à 10 m au-dessous de l'échantillon précédent.
- 4) - Basalte compact à très petits nodules d'olivine pris à 25 m environ au-dessous du sommet de Roc de Gourdon.
- 5) - Basalte compact du sommet de Roc du Gourdon. L'échantillon est pris dans la partie la plus élevée.
- 6) - Basalte scoriacé d'Aizac, l'échantillon est pris tout à fait au sommet.
- 7) - Basalte à noséane et à phénocristaux d'augite et d'olivine de Crau.
- 8) - Basalte compact du lieu dit Croix de l'Houme (Vesseaux).
- 9) - Basalte compact du petit massif de Pup (Vesseaux).
- 10) - Dyke de basalte compact riche en phénocristaux d'augite du hameau de Fabrique (St-Etienne-de-Boulogne)
- 11) - Filon de basalte compact du col de l'Escrinet, au bord de la route allant de cette localité à Pra-Maillet.
- 12) - Filon d'andésite augitique, pris dans la même localité que précédemment.

Remarque: Les laves sont numérotées en rapport avec l'importance de l'affleurement et de façon décroissante. De 1 à 3 appartiennent à la base du massif de Coiron, de 4 à 5 massif basaltique de Roc de Gourdon.

CHAPITRE IV

T E C T O N I Q U E .

GENERALITES.

La phase hercynienne intense se traduit par la formation des roches métamorphiques régionales, correspondant à une migmatisation et une granitisation anatectique, qui succède à des profondeurs migmatiques décroissantes du Nord au Sud et à la mise en place de nombreuses masses granitiques. Cette phase est suivie par une succession de phases orogéniques tardives provoquant :

- I) - Système des failles qui s'effectuent successivement dès l'individualisation des roches cristallines au Tertiaire,
- II)- Mouvements oscillatoires exerçant une influence sur la sédimentation.

I.- SYSTEMES TECTONIQUES CASSANTS.

Les différentes observations sur le terrain (les levés géologiques) et en profondeur (suivant les sondages carottés et dans les anciennes galeries d'exploitation) ont révélé que la contrée étudiée est affectée par une série de types de failles, soit verticales soit à faible pendage.

Ces traits structuraux ont un intérêt capital dans la confirmation et l'interprétation des phases et des mouvements orogéniques, étant responsables de la formation des roches cristallophylliennes (socle hercynien) au Tertiaire.

- Nord
- a) - LES FAILLES EST-OUEST (à 90° à 120° EST)

Elles sont les plus anciennes ^{elles} et ont très probablement re-

joué plus tard. Elles sont très fréquentes dans les roches cristallines de la contrée étudiée. Ces failles intéressent parfois le Trias et même l'Hettangien mais disparaissent sous la formation de la partie supérieure du Lias inférieur. En général, les failles orientées Est-Ouest dans la couverture sédimentaire sont décalées par les failles plus jeunes (les failles Nord-Est, Sud-Ouest).

Dans le socle cristallin, la zone mylonitique est quelquefois cicatrisée par les venues de quartz d'âges différents constituant un repère infidèle de la zone mylonitique.

Quelques zones mylonitiques de cette direction (N 110° E) en particulier dans la région située au S-S-O du secteur étudié plus exactement dans la vallée de Pourcharesses non loin de Saint-Melany, ont été minéralisées lors de la phase métallogénique hercynienne.

b) - LES FAILLES NORD-OUEST, SUD-EST.

Ces failles sont nombreuses dans le socle hercynien, où la zone mylonitique (très broyée) n'est presque jamais prise par les venues de quartz. Ces failles, de direction armoricaine sont sans doute des anciennes fractures d'âge hercynien qui sont reprises postérieurement.

Les fractures de direction Nord-Ouest, Sud-Est sont très abondantes dans les anciennes galeries du minerai de fer de la région Privadoise (voir Fig. 37).

Nombreuses fractures de cette direction, soit dans le socle cristallin, soit dans la couverture (Trias et Jurassique) sont reprises par des filons basaltiques. Cette remarque est notamment bien représentée sur mon levé géologique, dans le versant Sud du col de l'Escrinet et dans la région de Saint-Priest.

La même constatation est effectuée par J-C. DEN BOER (1957) en étudiant les coulées de lave basaltique du Coiron couvrant une vaste surface de formation sédimentaire (Secondaire) à l'Est du secteur, où cet auteur présente (p. 50) un diagramme en "rose des vents" montrant 152 filons de lave, dont le pourcentage de la direction des filons orientés N. 290 à 330 E est de 70 % environ.

Cette direction apparaît donc sur une vaste étendue et dans toutes les formations. Ceci prouve une superposition de phénomènes de mouvements tectoniques au cours d'orogénèses successives provoquant la reprise d'anciennes fractures hercyniennes et une grande quantité de diaclasses

et de fractures de ce groupe de direction, du Primaire au Tertiaire.

- Les accidents tectoniques du Permien.

Les sondages réalisés à Largentière par la S.M.M.P. permettent de penser qu'il y a eu avant le dépôt du Trias, des mouvements ayant affecté le socle cristallin et le Permien, suivis d'une phase d'érosion (J-P. LENOBLE, 1962). J'ai montré en effet que l'on pouvait repérer dans le Permien cinq horizons lithologiques différents (p. 99) que l'on peut considérer comme étant relativement constants.

Or, les sondages atteignant le Permien à une même cote, c'est-à-dire situés dans un même panneau, montrent un faciès de cet étage correspondant en gros au même niveau lithologique, si bien que les zones de faciès du Permien correspondent aux panneaux limités par des failles. Il est donc possible que des décrochements se soient produits avant la phase d'érosion ayant précédé le dépôt des conglomérats du Trias inférieur (Fig. n° 27).

Enfin, l'accident tectonique du Permien suivant ces remarques (sur les sondages et les affleurements) se serait exprimé par des cassures suivant :

- la direction O-S-O - E-N-E
- la direction N-N-O - S-S-E

c) - LES FAILLES N-N-E., S-SO et NE-SO.

Ces fractures et ces cassures ne se présentent guère dans la formation du socle cristallin mais intéressent plutôt les terrains du Jurassique inférieur. Ces failles généralement décalent dans la couverture sédimentaire, les accidents orientés Est-Ouest. Elles sont visibles dans la région de Saint-Julien-du-Serre.

Parmi ces failles importantes on peut citer les failles de : Malet, Chassiers, Ucel-Mercuer, Saint-Julien-du-Serre, Vesseaux et col de l'Escrinet.

1) - Faille de Malet.

Elle est bien visible sur le terrain. En profondeur, elle est constituée par un ensemble de failles plus ou moins parallèles qui se relie entre elles par de petites failles de direction N.N.O-S.SE (voir Fig. 31). Son pendage est variable entre 58° à 85°. Au lieu

dit La Lauze, juste au-dessus de la voie ferrée le pendage varie d'un point à l'autre, où dans un point la faille est orientée N. 350 E avec le pendage 58° et l'autre point N 10 E, avec le pendage 85°.

Cette faille est invisible au Nord-Est du lieu dit Montredon par contre quand on descend vers le Sud, elle est bien repérable.

Au Sud de Montredon, on voit au contact du Trias supérieur le Réthien ou l'Hettangien et même le Sinémurien, ici le compartiment Sud-Est est abaissé. La faille de Mallet comme il a été montré plus haut a joué pendant la sédimentation du Trias moyen.

2) - La faille de Chassiers.

Au Nord de Chassiers, les deux lèvres de la faille se trouvent dans les dépôts du Trias supérieur, plus au Sud entre la vallée de la Ligne et le cimetière de Largentière, les deux lèvres se trouvent dans les formations du Trias moyen.

3) - La faille Ucel-Mercuer.

Elle est bien connue en surface. Dans la ferme du Gruel (Ucel) les deux lèvres se trouvent dans le Trias supérieur. Sa trace se perd un peu plus au Nord-Est de cette ferme. Plus au Sud, dans le ruisseau du Gruel (Ucel) elle met en contact le grès du Trias inférieur avec les grès très grossiers conglomératiques du Trias supérieur. La faille fait réapparaître à partir du pont au-dessus du chemin de fer de Lautarait le granite porphyroïde qui continue jusqu'à Louchon, et elle établit un contact entre l'infralias et le granite et les gneiss plus au Sud près de Louchon. Partout, le compartiment Est est soulevé. Le compartiment Ouest (Hettangien) a le pendage variable d'un point à l'autre, le pendage mesuré à Lautarait près du pont était soit 13°, soit 25° N. 300 E. A l'Est le grès du Trias inférieur reposant sur le granite montre 20° N 140 E.

4) - Les failles de Saint-Julien-du-Serre.

Dans cette localité, plusieurs failles presque parallèles ayant chacune un rejet important sont visibles qui se relient au Nord par des accidents transversaux de direction NW-SE.

a) - La faille passant à : l'Adret, Saint-Salvador, Vivier, Saunier, Le Cabre. Au Sud, ses lèvres se trouvent dans les formations du Trias supérieur. Au Nord, elle établit un contact entre le Trias inférieur et le Trias supérieur.

b) - La faille passant à : le carrefour de trois routes de Saint-Julien-du-Serre, la Bouge, la vallée de Boulogne, le Cabre. Au Sud, (au carrefour de trois routes), le rejet se fait sentir par la présence du Trias supérieur au contact de l'Hettangien puis le Sinémurien. Au Nord, le Trias supérieur vient buter contre l'anatexite.

Ces deux dernière failles se rejoignent en une seule au Cabre. Celle-ci continue au Nord-Est. Au Nord du Cabre, elle se trouve dans les formations du Trias inférieur mais plus au Nord, tout près du Château de Boulogne, elle met en contact le socle cristallin et le Trias moyen, puis au Nord-Est, elle se perd dans l'anatexite.

5) - La faille de Vesseaux.

A l'Ouest de Vesseaux, la faille de Vesseaux mettant en contact le Trias supérieur et le sommet de l'Hettangien et plus au Nord le Sinémurien avec le Lias supérieur.

Aux environs des Gousiz le tracé de faille devient difficile à repérer sinon impossible.

6) - Faille de l'Escrinet.

Au Sud de la ferme Fabrique on remarque un contact anormal entre le Lias supérieur et le Bathonien. Puis cet accident met en contact : Au Sud de la Fabrique, le socle (l'anatexite à faciès gneissique) avec le Lias supérieur à la Fabrique même, l'anatexite et le Callovien, au col de l'Escrinet le Trias supérieur et le Callovien. Enfin il continue au Mont du Charray.

d) - LES FAILLES NORD-SUD.

Ce sont les failles de la région de Vinezac (à l'Est de Largentière) où elles constituent un ensemble de failles parallèles qui sont très visibles sur le terrain et généralement le compartiment Est est abaissé. Leur rejet étant relativement faible, diminue vers le Sud.

Conclusion.

L'étude et la complexité des réseaux de ces accidents en bordure Sud-Est du Massif Central, expliquent une superposition de phénomènes de mouvements tectoniques et d'écrasement lors d'orogénèses successives dès le Primaire au Tertiaire aboutissant à la disposition actuelle de différents contacts (entre n'importe quel terme de roches cristallines et sédimentaires)

II.- MOUVEMENTS OSCILLATOIRES.

Les caractères du régime tectonique et les influences des mouvements oscillatoires sur les formations des dépôts sédimentaires se déterminent d'après la puissance et les variations d'une assise dans l'espace.

Les particularités qui s'exercent et qui influent sur la formation des dépôts sédimentaires, sur la texture des assises sédimentaires rythmiques et dans certaines mesures, sur la formation des couches, qui se traduisent essentiellement par des mouvements oscillatoires du fond des bassins sédimentaires, sont examinées plus haut, à toutes les étapes de formation des dépôts sédimentaires couvrant le secteur étudié.

Ces mouvements sont également capables d'influencer la paléogéographie du bassin de la sédimentation et de provoquer un milieu paléogéographiquement favorable à la formation de tel ou tel minéral sédimentaire (cf. la minéralisation des dépôts triasique et liasique, etc.). C'est pourquoi j'ai insisté à toutes les étapes de formations des dépôts sédimentaires citées plus haut, sur les faits des variations de ces derniers et de la paléogéographie du milieu conditionné par les mouvements oscillatoires. Ayant un grand intérêt tant à l'étude de la géologie et de la recherche minière qu'à l'étude métallogénique des minerais sédimentaires.

III.- LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES.

Il convient de préciser les relations pouvant exister entre les systèmes de failles et les mouvements oscillatoires influençant la formation des dépôts sédimentaires d'une part, et d'autre part conditionnant la paléogéographie qui ont été exposées plus haut.

A/- PHASE ANTE-PERMIENNE.

Elle est soulignée par la formation des roches cristallophyl-
liennes aboutissant à une migmatisation et à des phénomènes de migmatisation
et de fusion anatectique.

B/- PHASE ANTE-TRIASIQUE.

Dans la région de Largentière, elle est marquée par la dis-
cordance du Trias inférieur sur le Permien. La discordance est visible près
de Védignac, où on note 15° pour le Permien et 6° pour le Trias. Dans la
vallée de la Ligne, près de Largentière, 15° pour le Permien et 8° pour le
Trias.

C/- PHASE JURASSIQUE.

1°) - Phase anté-Hettangienne.

La réduction des dépôts de l'Hettangien sur la croupe Sud
(la vallée du Buis - Nord du Pont de Poisson) et l'absence totale de
ces derniers au col de l'Arénier, laisse supposer que les mouvements
de cette phase ont commencé avant ces dépôts.

2°) - Phase anté-Lias moyen.

La réduction du Sinémurien et l'absence du Lotharingien sur
la croupe Sud dans la vallée du Buis ainsi que l'absence totale du Si-
némurien plus ou moins sur une partie de la croupe Nord (col de l'Are-
nier) prouvent l'existence des mouvements de cette phase (avant les
dépôts du Lias moyen).

3°) - Phases anté-Toarcien moyen.

Elles se marquent par :

- . l'absence totale du Lias moyen et le Toarcien inférieur sur la crou-
pe Sud (la vallée de Buis) et également lacune totale du Lias moyen
et du Toarcien au col de l'Arenier,
- . et le renouvellement des formations grossières du Lias moyen,
entre les deux groupes, dénotant une période de délabrement des for-
mations plus anciennes (le socle et peut-être le Trias).

4°)- Phase début Aalénien.

Elle doit correspondre :

- a) A la lacune totale de l'Aalénien sur la croupe Nord (col de l'Arénier) et la croupe Sud (la rive gauche de la vallée du Buis),
- b) A la présence des sédiments riches en clastique grossier entre les deux croupes.

Notons que ces dépôts, comme partout ailleurs, ne soulignent pas de discordance entre les deux croupes.

5°)- Phase anté-Bajocien supérieur.

Elle se marque par la présence de nombreux chenaux d'érosion sous-marins peu profonds (remplis par des éléments très mal cimentés), extrêmement grossiers provenant du démantèlement des formations plus anciennes (le socle cristallin, le Trias, et le Lias). Ceci souligne l'existence de mouvements à la fin de l'Aalénien et dès le début du Bajocien. Ce qui est d'ailleurs confirmé par la lacune générale du Bajocien inférieur et moyen même par points de Bajocien supérieur (au virage qui suit Grange ~~de~~ Madame, cf. cité plus haut).

6°)- Phase anté-Bathonien inférieur.

Elle est soulignée d'une part par la transgression de calcaire siliceux dans la région Sud du col de l'Escrinet et d'autre part par l'absence de calcaire siliceux et la réduction très sensible du Bathonien inférieur sur la croupe Nord (au virage de Grange-Madame et au col de l'Arénier).

7°)- Phase anté-Bathonien supérieur.

C'est au cours de cette phase que la mer du Bathonien de faciès marno-calcaire a envahi toute la bordure Sud-Est du Massif Central.

8°)- Phase anté-Argovien inférieur.

Elle est marquée par la lacune assez générale du Callovien supérieur ainsi que de l'Oxfordien.

9°)- Phase anté-Rauracien supérieur.

Elle correspond à l'envahissement d'une plus grande partie du Massif Central par la mer de l'Argovien.

D/- PHASES TERTIAIRES.

Elles correspondent très probablement au rejeu des grandes failles ainsi que la fracturation de la vaste couverture basaltique du Mio-postpliocène du Coiron, soulignant également la phase post-tertiaire, car nombre de ces fractures sont prises par les filons de laves basaltiques dont 152 sont signalées par J-C. DEN BOER (1957).

Conclusion.

La phase hercynienne de plissement a très peu affecté la contrée étudiée. Ceci est encore plus vrai pour les phases ultérieures du Jurassique au Tertiaire.

Le fait majeur est la migmatisation et la granitisation anatectique et la mise en place des massifs granitiques, suivie par de nombreux mouvements tectoniques responsables de la paléogéographie d'ensemble du secteur qui dominera durant toute l'évolution géologique ultérieure de la région.

Sur les bords de ce socle hercynien s'installeront des sillons dont l'évolution sera réglée par les mouvements oscillatoires du socle.

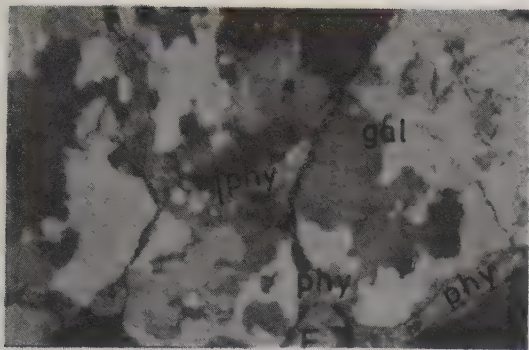
J'ai traité les faits observés dans le secteur, dans un cadre plus vaste afin de les relier à l'évolution de l'ensemble du mésozoïque dans le Midi de la France.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DE LA TROISIEME PARTIE-COUVERTURES SEDIMENTAIRES ET LAVES

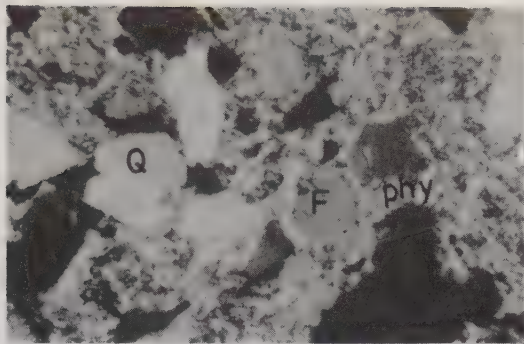
Variétés et types de structure des ciments.

1 - Trias inférieur.

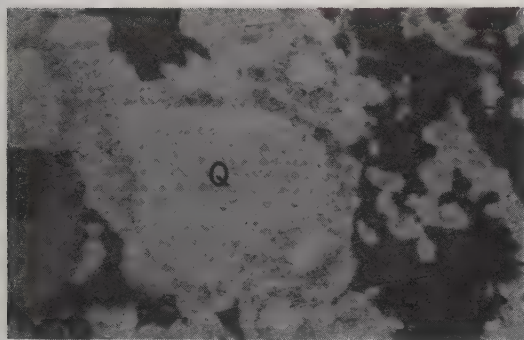
- Photo 7 : Conglomérat de la base du Trias où le ciment phylliteux (phy) remplit les intervalles et les pores existant entre les éléments clastiques : galet de quartzite (gal.) et feldspath (F.) Sondage G X (effectué à Largentière, au lieu dit Coupes) 3,07 m de la base du Trias. lame mince L.P. G = 32 X (voir page 115).
- Photo 8 : Grès fin du Trias inférieur, où les éléments phylliteux (phy) sont disposés en couches minces autour des grains clastiques : quartz (Q) et feldspaths (F.). Lit de la Ligne au-dessous du Pont des Recollets (Largentière). lame mince L.P. G = 125 X (voir page 115).
- Photo 9 : Grès feldspathique quartziteux dans lequel les grains clastiques quartz (Q) sont nourris par la silice. En lumière naturelle, on peut restituer les contours de l'ancien grain détritique. Dans ce grès, les pores sont remplis par la blende (Bl.) Vallée du Roubreau (zone blendeuse Largentière). lame mince. L.N. G = 125 X (voir page 115).
- Photo 10 : Grès quartziteux, carbonaté et cherteux. Dans ce grès, le ciment siliceux (Sili) qui se présente en taches, est associé avec le carbonate qui cerne les grains clastiques par exemple le quartz (Q). Grès du Trias inférieur de la Vallée de la Ligne, Pont des Recollets (Largentière). lame mince. L.P. G = 32 X (voir page 115).
- Photo 11 : Grès à ciment carbonaté (Trias inférieur). La plage de quartz (Q) est corrodée par le carbonate (Car.) qui forme un golfe. La Vallée du Roubreau (Largentière). lame mince. L.P. G = 125 X (voir page 115).
- Photo 12 : Quartzite du Trias inférieur, dans lequel les grains de quartz détritiques sont revêtus d'une large auréole de quartz secondaire correspondant à la silice de nourrissage (frange authigène). Le noyau est limité par une foule d'impuretés, visible en L.N. La Vallée du Roubreau (Largentière). L.N. G = 50.X (voir page 115).



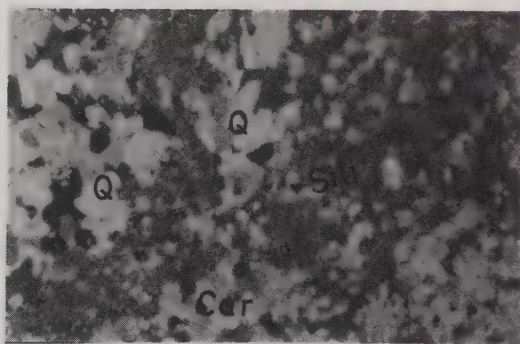
7



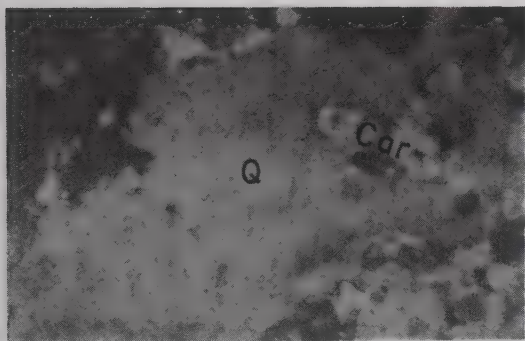
8



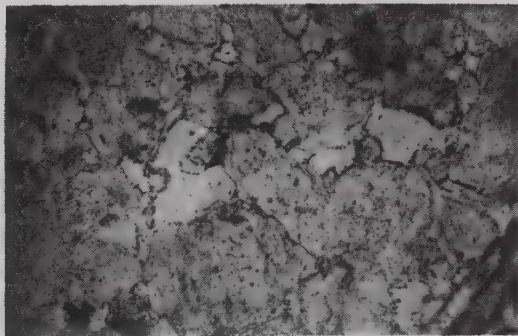
9



10



11



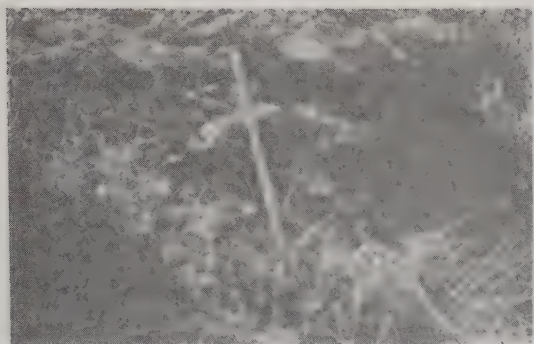
12

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DE LA TROISIEME PARTIE-COUVERTURES SEDIMENTAIRES ET LAVES.

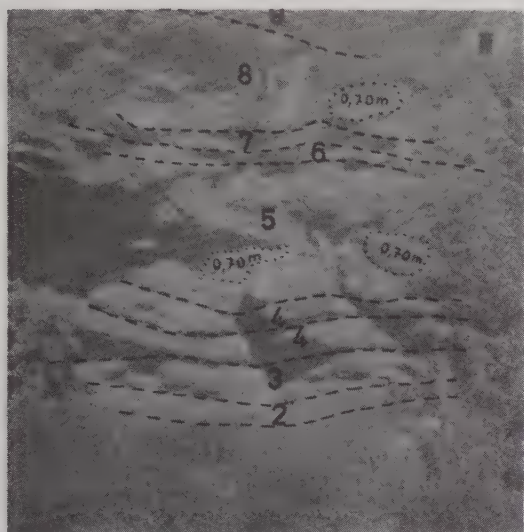
(suite)

2. - Trias moyen

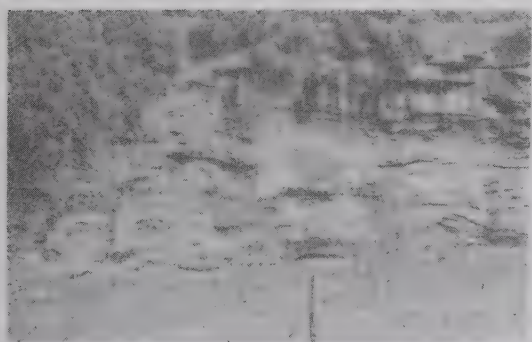
- Photo 13 : Formation bréchique dans le niveau dolomitique de la partie médiane du Trias moyen à Passée-Aigle (Saint-Julien-du-Serre) (voir page 138).
- Photo 14 : Formations à phénomènes de slumping, série de base (a), calcaires gréseux, finement feuilletés (n° 1) à la base et à schiste et calcaire dolomitique riche en croûtes de dessèchement au sommet (N° 2,3 et 4). Les numéros correspondent à ceux du texte. La Vallée de la Ligne, le lieu dit les Fayssards (Largentière). (voir page 142).
- Photo 15 : Formations à phénomène de slumping , série moyenne (b). Ces formations détritiques pouvant avoir des blocs de 0,70 m environ, sont légèrement discordantes sur les dépôts inférieurs et entre elles. Elles montrent ainsi des structures "plus ou moins entrecroisées ". Les numéros correspondent à ceux du texte. (voir page 144).
- Photo 16 : Formations à phénomènes de slumping, série supérieure (c). Les formations de marnes dolomitiques et de dolomie montrent une très belle brèche de glissement sous-marin où les blocs de dolomie peuvent atteindre presque 2 m de diamètre. Vallée de la Ligne, lieu dit Les Fayssards (Largentière) voir page 145).
- Photo 17 : Microplissement des formations de marnes et marno-dolomitiques du sommet du Trias moyen. La Vallée de la Ligne, en aval du confluent du Roubreau et de la Ligne (Largentière) (voir page 145).



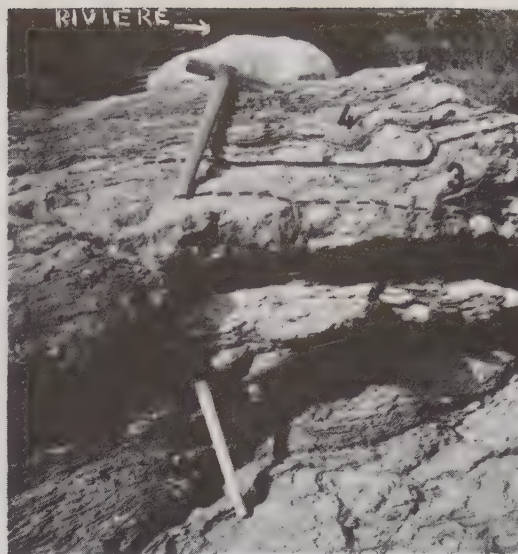
13



15



17



14



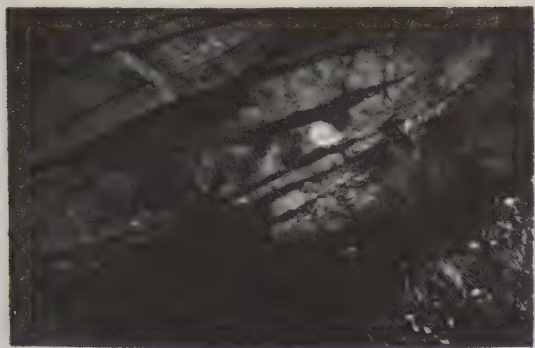
16

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DE LA TROISIEME PARTIE-COUVERTURES SEDIMENTAIRES ET LAVES

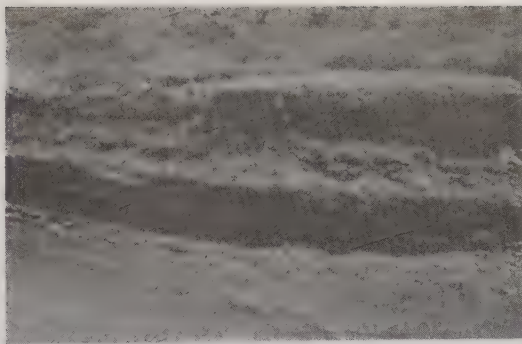
(suite)

3. -Trias supérieur - Lias inférieur et jurassique.

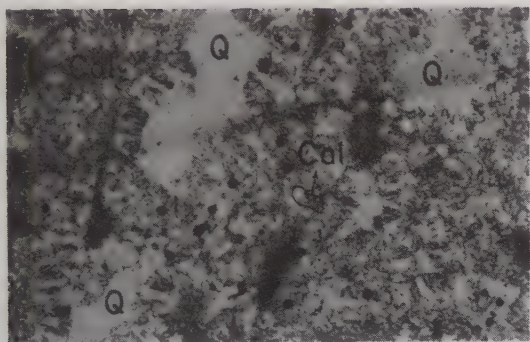
- Photo 18 : Formations gréseuses à structures entrecroisées du Trias supérieur. Rive droite du Ruisseau de l'Arbre (Saint-Etienne-de-Boulogne) (voir page 157).
- Photo 19 : Calcaires marneux noduleux du sommet de l'Hettangien et de la base du Sinémurien. Les formations au-dessous du marteau sont très riches en Mollusques caractéristiques de l'Hettangien. Le marteau montre la zone riche en fossiles caractéristiques du Sinémurien : Pseudomélania cf. phinidas orbigny-Sinémurien. Rive gauche de la vallée de Conchy, lieu dit des Gouzis. (voir page 171).
- Photo 20 : Transformation des grains détritiques quartzeux (Q) en calcédoine. Calcaire gréseux à rognons siliceux du Sinémurien, lieu dit Champagnac (Saint-Etienne-de-Boulogne). lame mince, L.P. G = 50 X (voir page 174).
- Photo 21 : Calcaire marneux du Bathonien, bien stratifié, riche en rognons et miches siliceux. Au bord de la route N° 104 près de la ferme du Fesc (Vesseaux) (voir page 197).
- Photo 22 : Conglomérat de la base du niveau ferrugineux des mines de fer de Privas. Descente de Saint-Jean, tout près du Puits Saint-Jean, Mines de Veyras. lame mince L.N. G = 32 X (voir pages 207 et 239).
- Photo 23 : Silberlingia dalmasi (Dumortier) dans les marnes feuilletées du quartier des Mines (Mines de Veyras) - Privas (voir page 209).



18



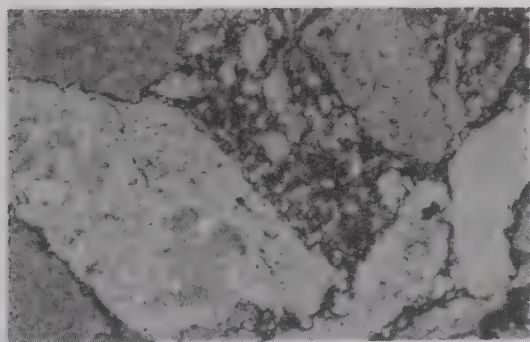
19



20



21



22



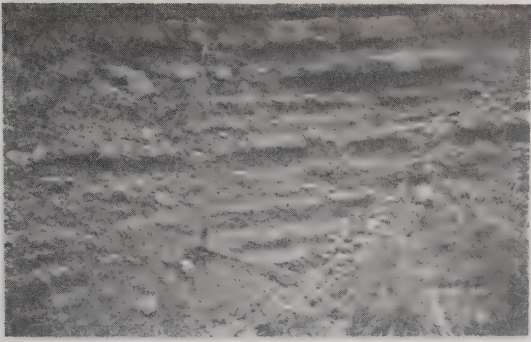
23

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE DE LA TROISIEME PARTIE-COUVERTURES SEDIMENTAIRES ET LAVES

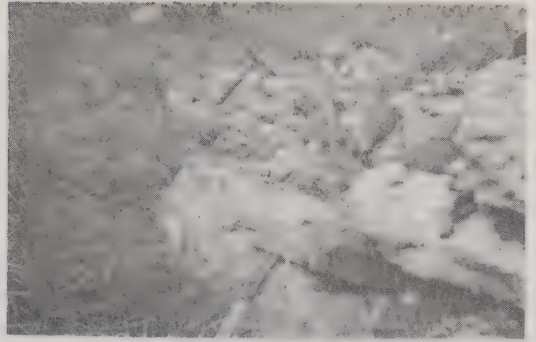
(suite)

4. - Lusitanien et laves :

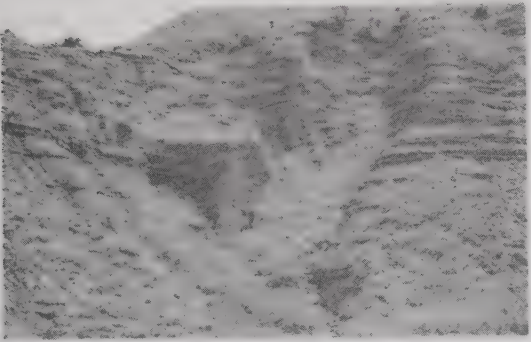
- Photo 24 : Calcaire légèrement marneux très grumeleux, de la base de la transgression argovienne, Côte des Fourniers (Saint-Priest) (voir page 212).
- Photo 25 : Brèche conglomératique située juste entre la partie supérieure du banc massif et griotte du Portlandien inférieur (repéré par le marteau du bas) et les calcaires marneux du Portlandien supérieur. Le marteau du haut montre la brèche conglomératique Région de Chaylus R.D. 7 (Privas) (voir page 235).
- Photo 26 : Dyke basaltique recoupant les marnes du Callovien où il forme un mur. Près de la Cave coopérative sur le sentier allant de cette dernière localité à la Croix de l'Houme (Vesseaux) (voir page 247).
- Photo 27 : Gloméroporphyres d'augite, dans un filon basaltique. Col de l'Esérinet (route Pra-Maillet) L.P. G = 320 X (voir page 249).



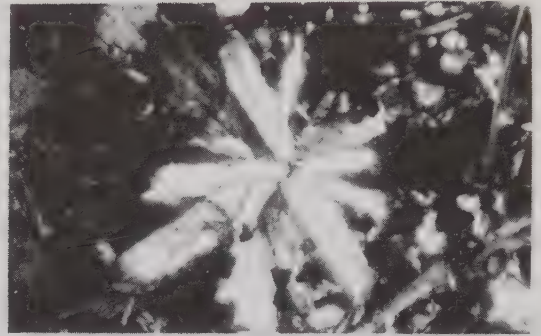
24



25



26



27

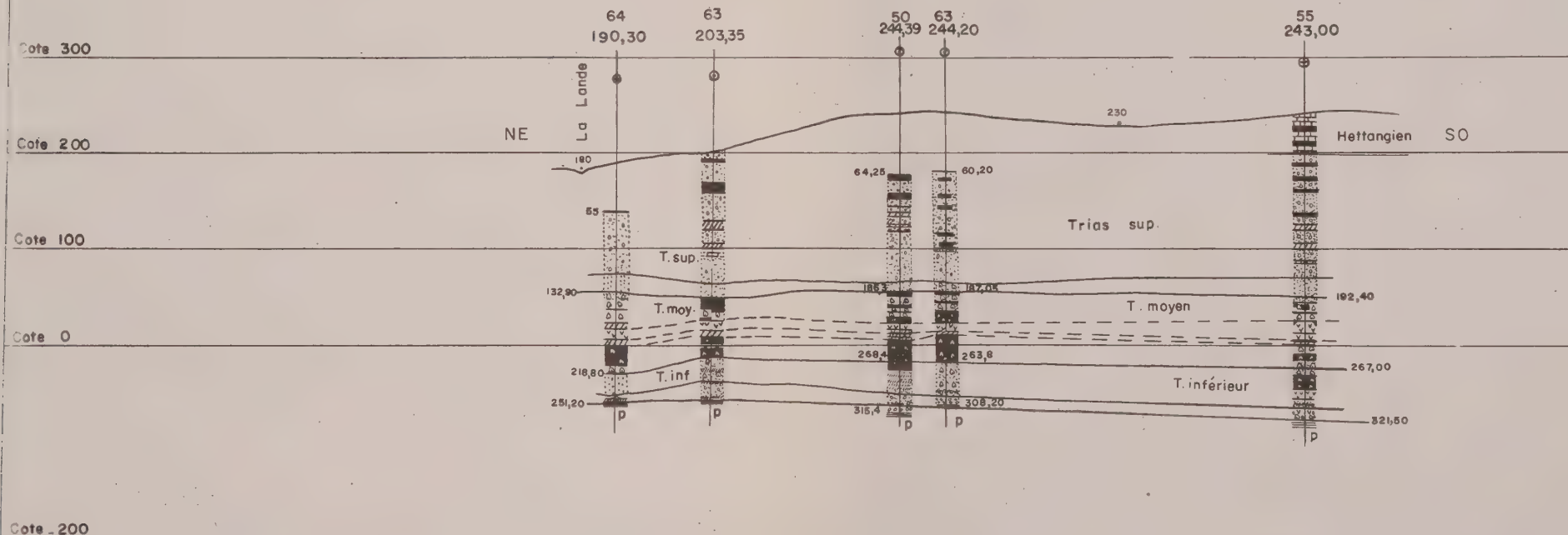
FIGURES DE LA TROISIEME PARTIE - COUVERTURE SEDIMENTAIRE ET LAVES

- Fig. 7 à 19 : Coupes sèriées dans la région de Largentière (cf. fig.31) d'après les coupes des sondages effectuées dans le Trias de Largentière par la Société Penaroya (S.M.M.P.)(voir pages 120, 152 et 277).
- Fig. 20 à 22: Courbes isopaques des marnes inférieures, des dolomies et calcaires dolomitiques et des marnes noires du Trias moyen dans la région de Largentière (établies d'après les sondages de la Société Penaroya) (voir Trias moyen, page 135).
- Fig. 23 : Bloc diagramme schématique de la région étudiée juste avant le Bajocien montrant les variations d'épaisseur de la série du Lias moyen et supérieur entre Pont d'Aubenas et le Col de l'Escrinet. On notera le maximum d'épaisseur de la série sédimentaire dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne.(voir pages 176, 314 et 319).
- Fig. 24 : Coupes stratigraphiques comparées du Callovien moyen, de l'Oxfordien et de la base de l'Argovien entre Saint-Didier et Saint-Priest. (voir pages 210 et 212).
- Fig. 25 a et 25 b : Coupe effectuée sur la descente de Saint-Jean (Mines de Veyras-Privas). (voir page 207).
- Fig. 26 : Diagramme de fréquence des directions de 58 filons de laves dans la région étudiée. (voir page 248).
- Fig. 27 a à c:Schéma hypothétique de la tectonique dans le Permien, avant, pendant et après le Trias. (voir page 225).

FIG. 7

COUPE I

Echelle : 1/5000



LEGENDE DES COUPES SERIEES DE LA REGION DE L'ARGENTIERE (d'après les coupes des sondages)

	Trias		
	Grès conglomératique		
	Grès grossier		
	Grès fin (du Trias) ou grès arkosique ou arkose fin (du Permien)		
	Schistes		
	Marnes ou marnes gréseuses (du Trias) ou Argilites (du Permien)		
	Dolomie gréseuse		
	Calcaire gréseux		
	Dolomie		Minéralisation (Pb Zn)
	Dolomie calcaire		Sondage projeté
	Calcaire dolomitique		Sondage dans le plan de la coupe
	Calcaire		Gypse
	Anhydrite		1) Faille 2) Faille supposée

COUPE

Echelle : 1 / 5.000

FIG: 8

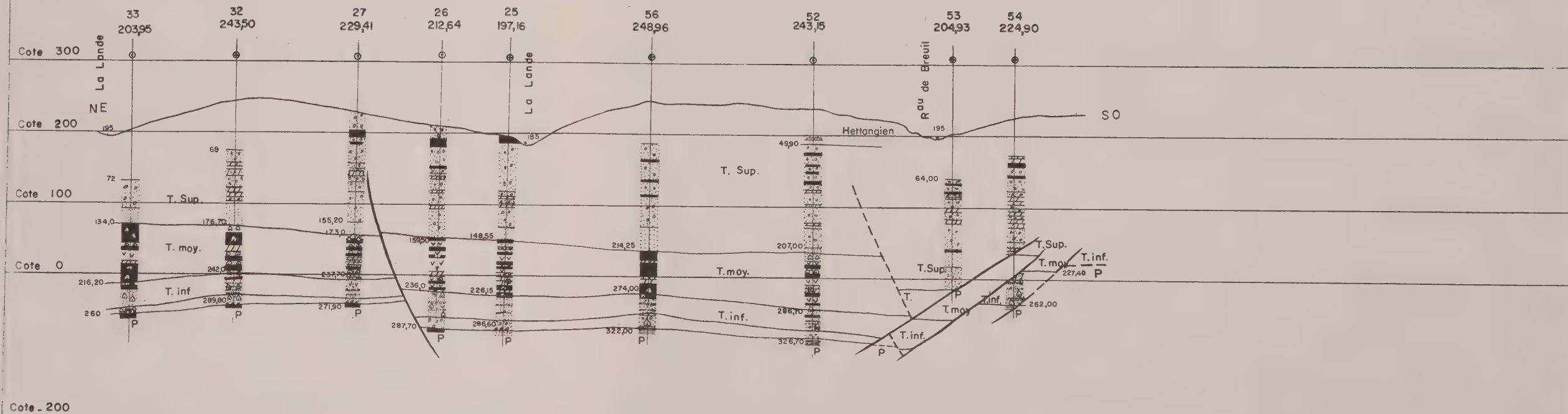
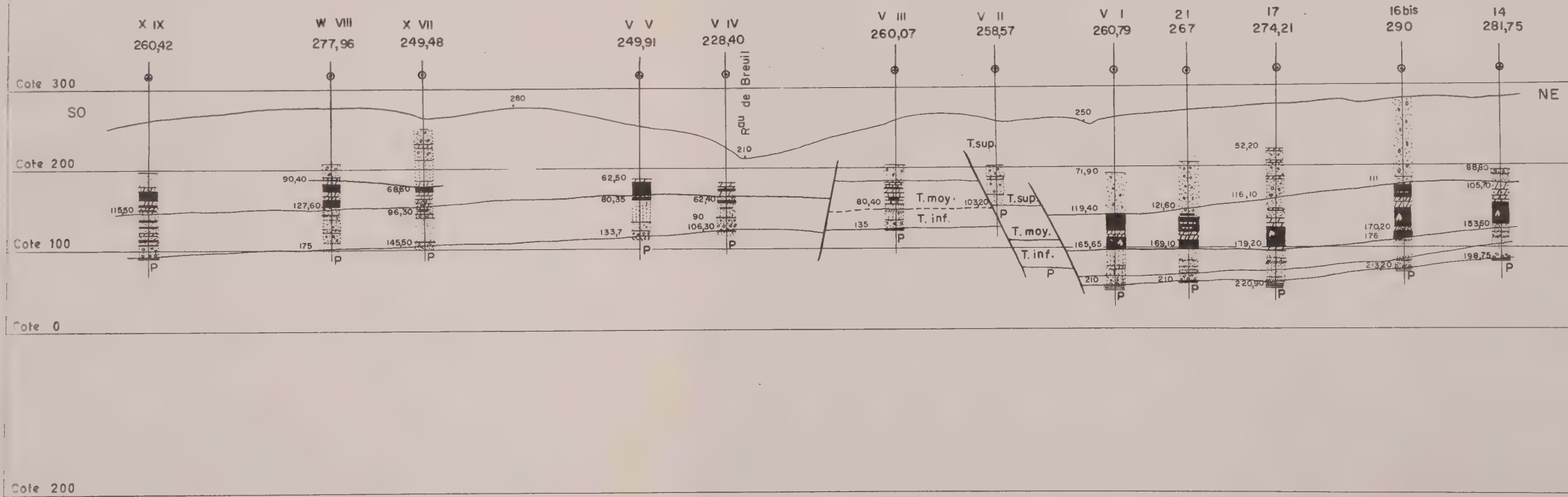


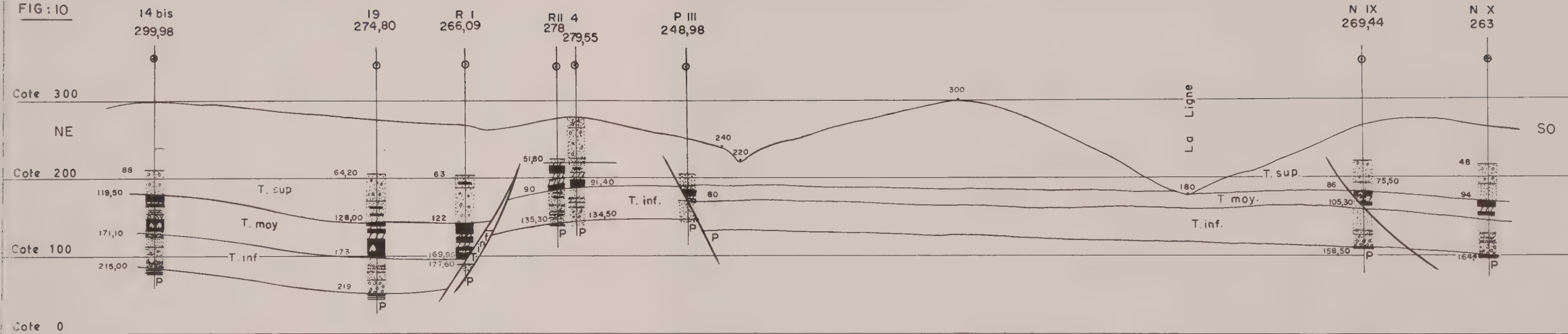
FIG: 9

— COUPE III — Echelle : 1/5000



COUPE IV Echelle : 1 / 5000

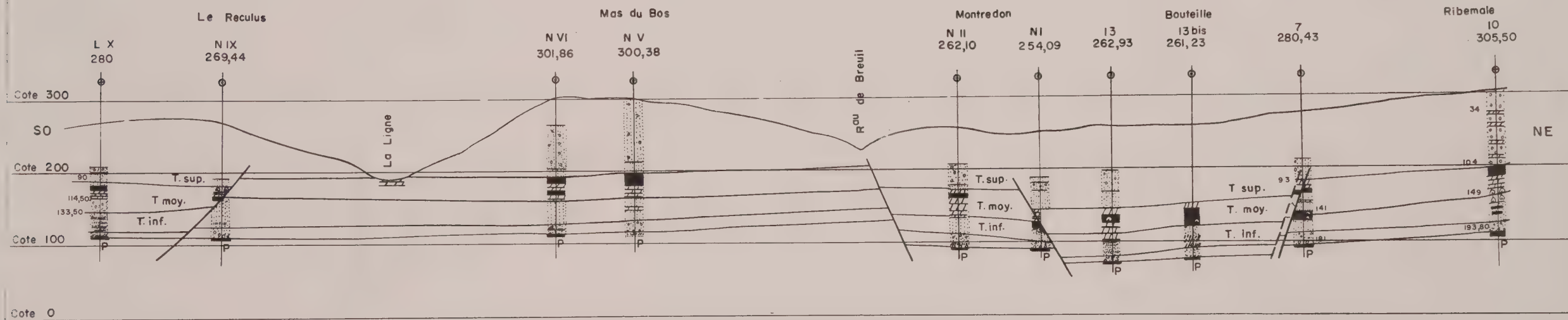
FIG : 10



Cote 200

FIG. II

— COUPE V — Echelle : 1/5000



Cote 200

COUPE VI Echelle : 1 / 5.000

FIG : 12

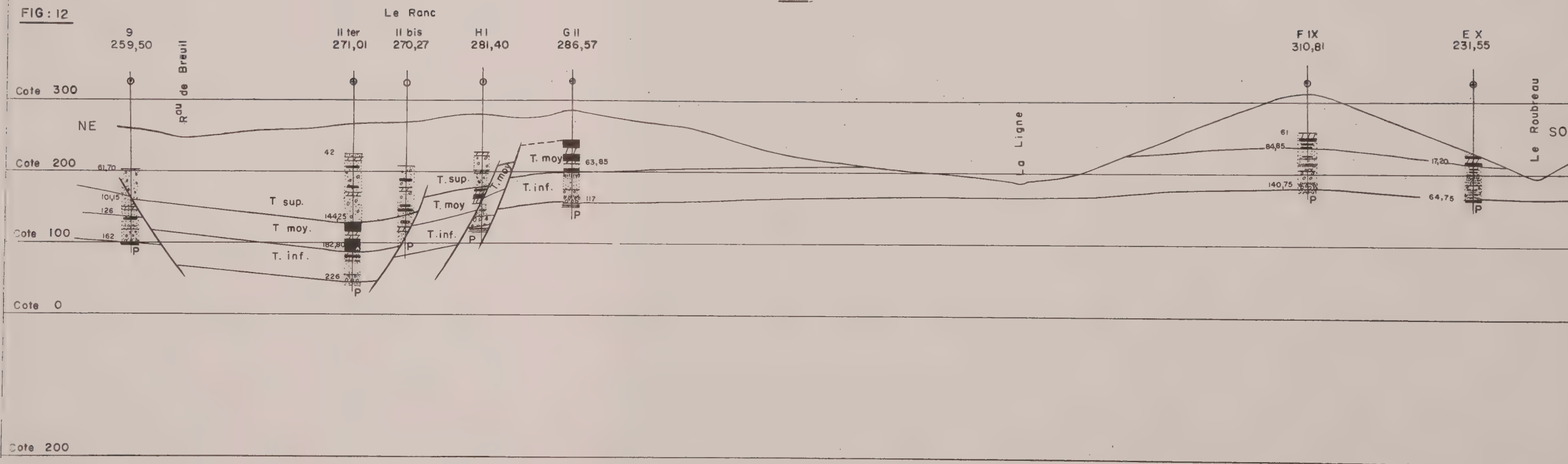
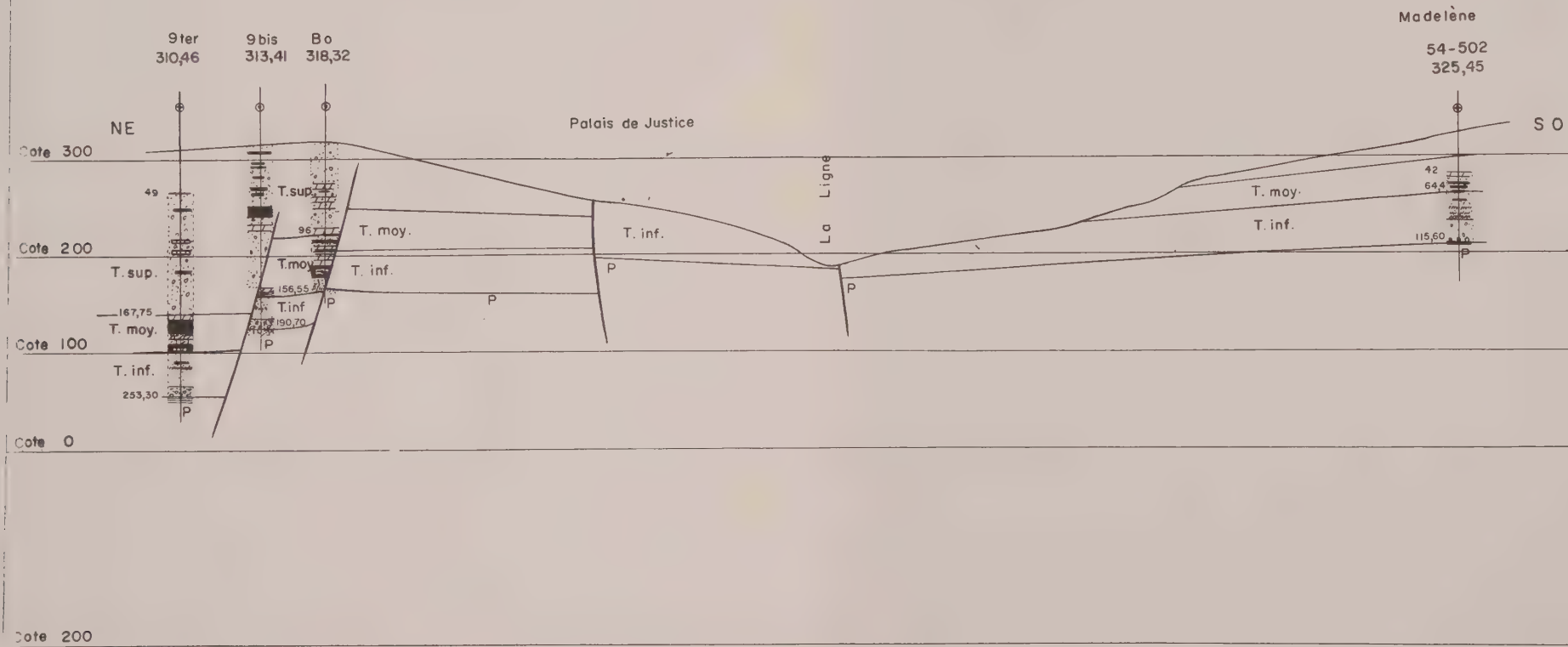


FIG: 13

— COUPE VII —
Echelle : 1/5000



— COUPE VIII — Echelle : 1 / 5.000

FIG : 14

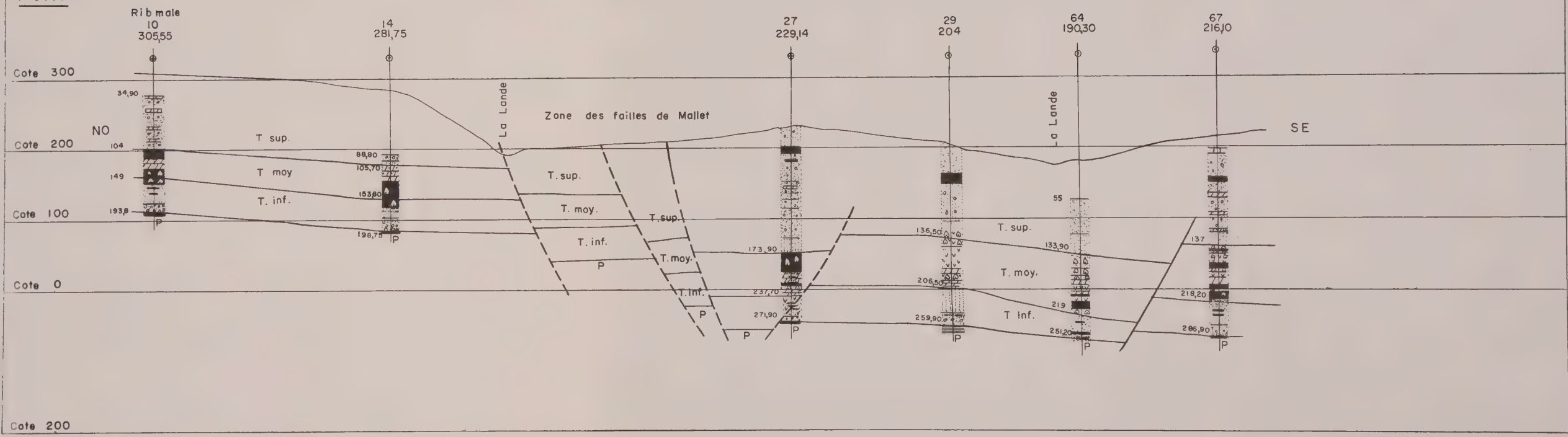
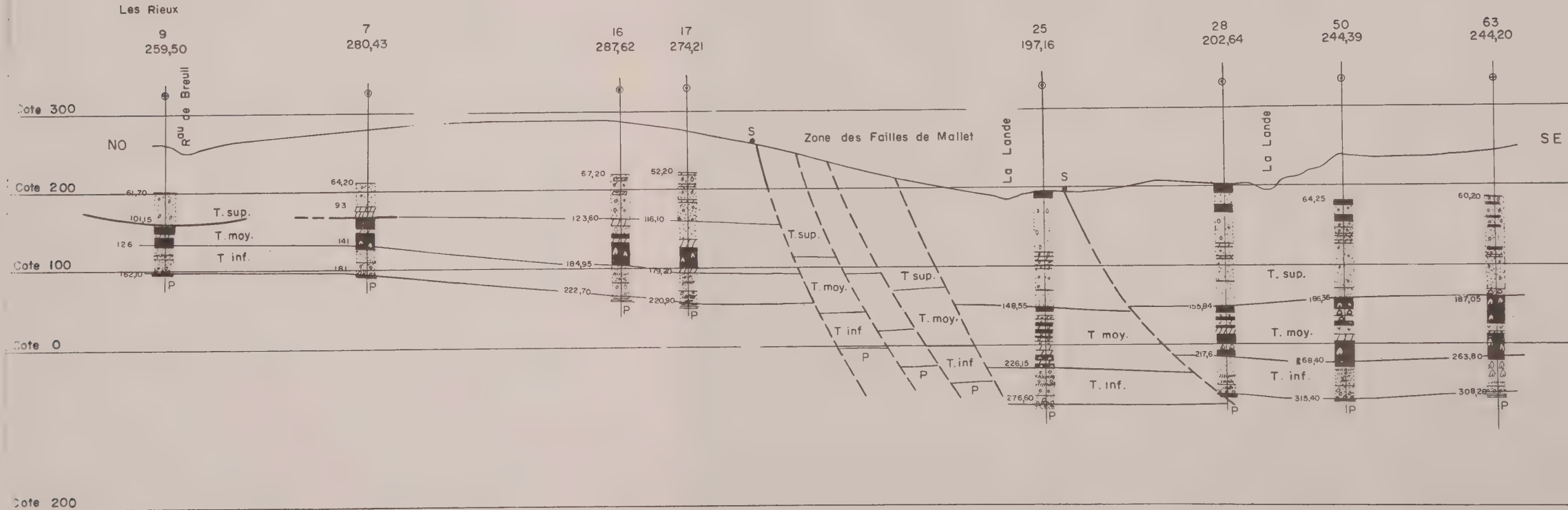


FIG: 15

COUPE IX

Echelle : 1/5000



— COUPE X — Echelle : 1 / 5000

FIG : 16

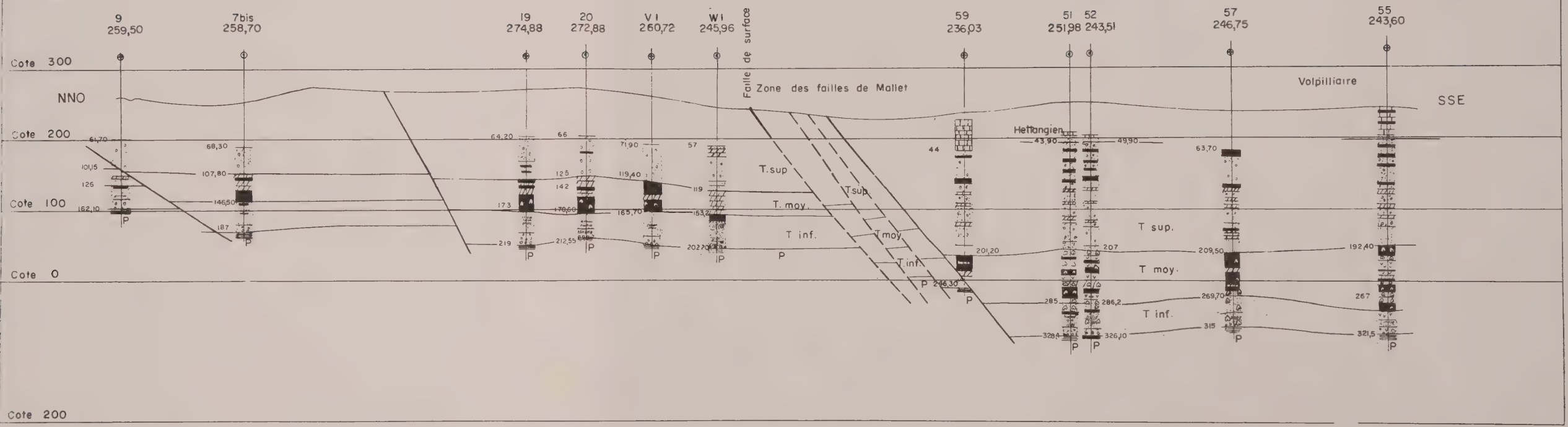
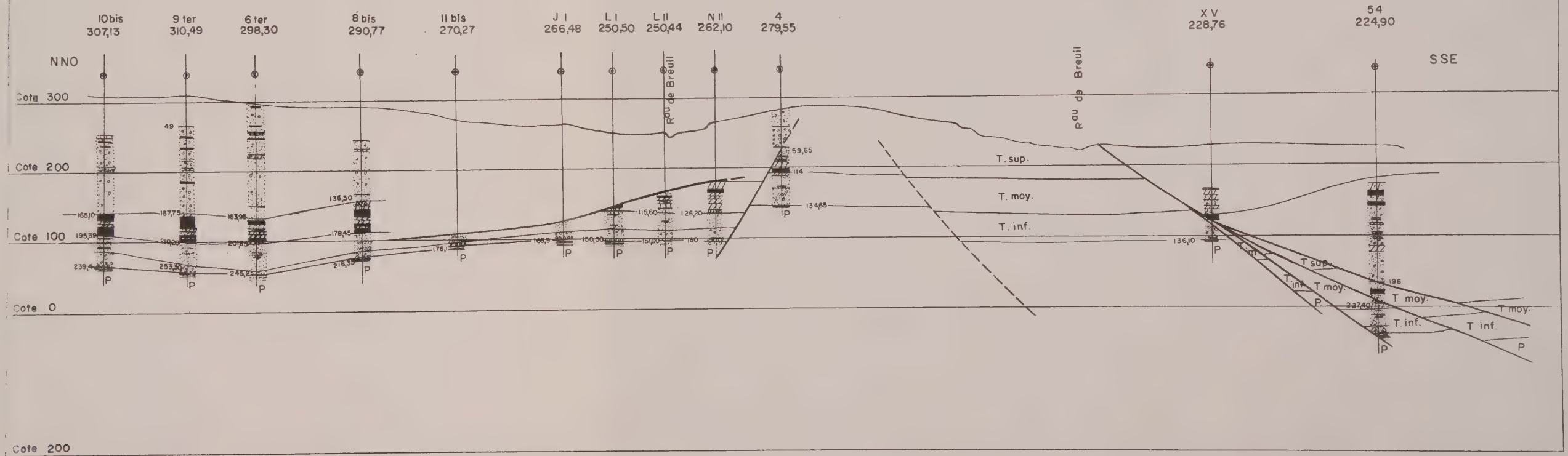


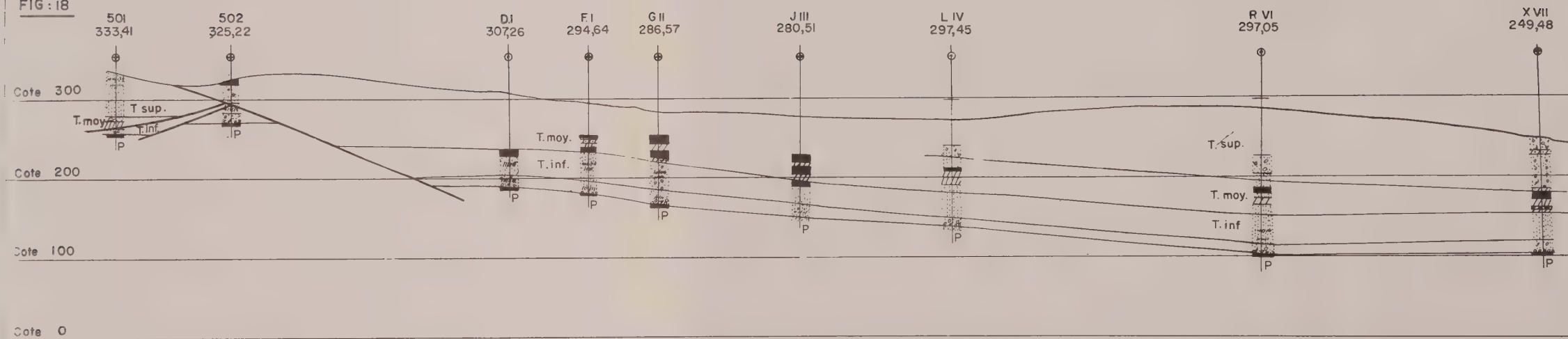
FIG. 17

— COUPE XI — Echelle : 1/5.000



— COUPE XII — Echelle : 1 / 5.000

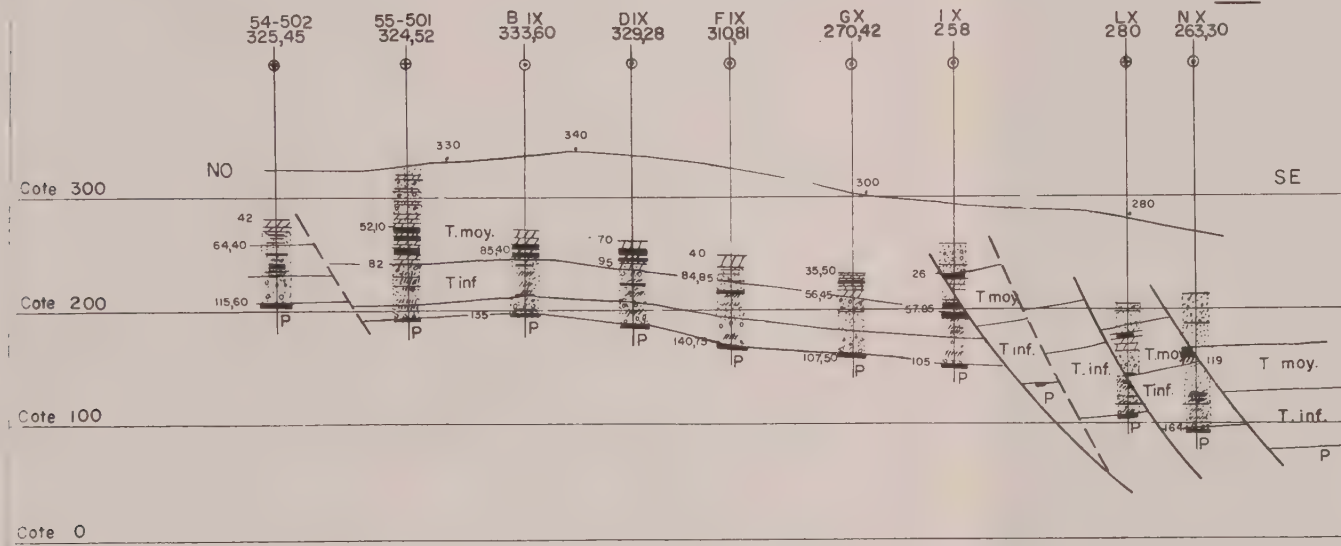
FIG : 18



Cote 200

FIG : 19

— COUPE XIII — Echelle : 1/5000



COURBES ISOPAQUES DU TRIAS MOYEN

MARNES NOÏRES INFÉRIEURES

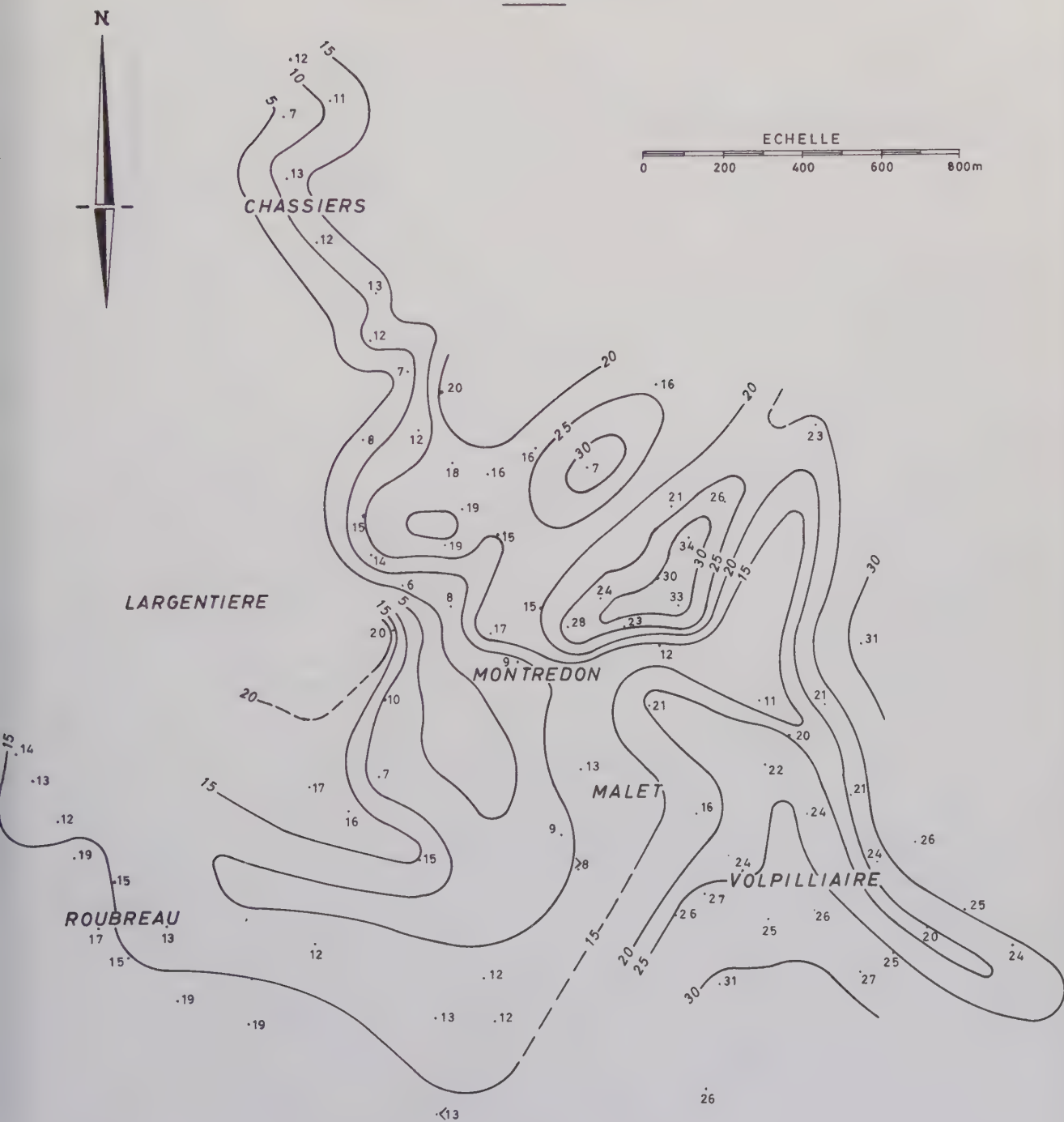


Fig.20

COURBES ISOPAQUES DE LA PARTIE MEDIANE DU TRIAS MOYEN

DOLOMIES

N



ECHELLE

0 200 400 600 800 m

CHASSIERS

LARGENTIERE

MONTREDON

MALET

VOLPILLIAIRE

ROUBREAU

Fig. 21

COURBES ISOPAQUES DU TRIAS MOYEN

MARNES SUPERIEURES

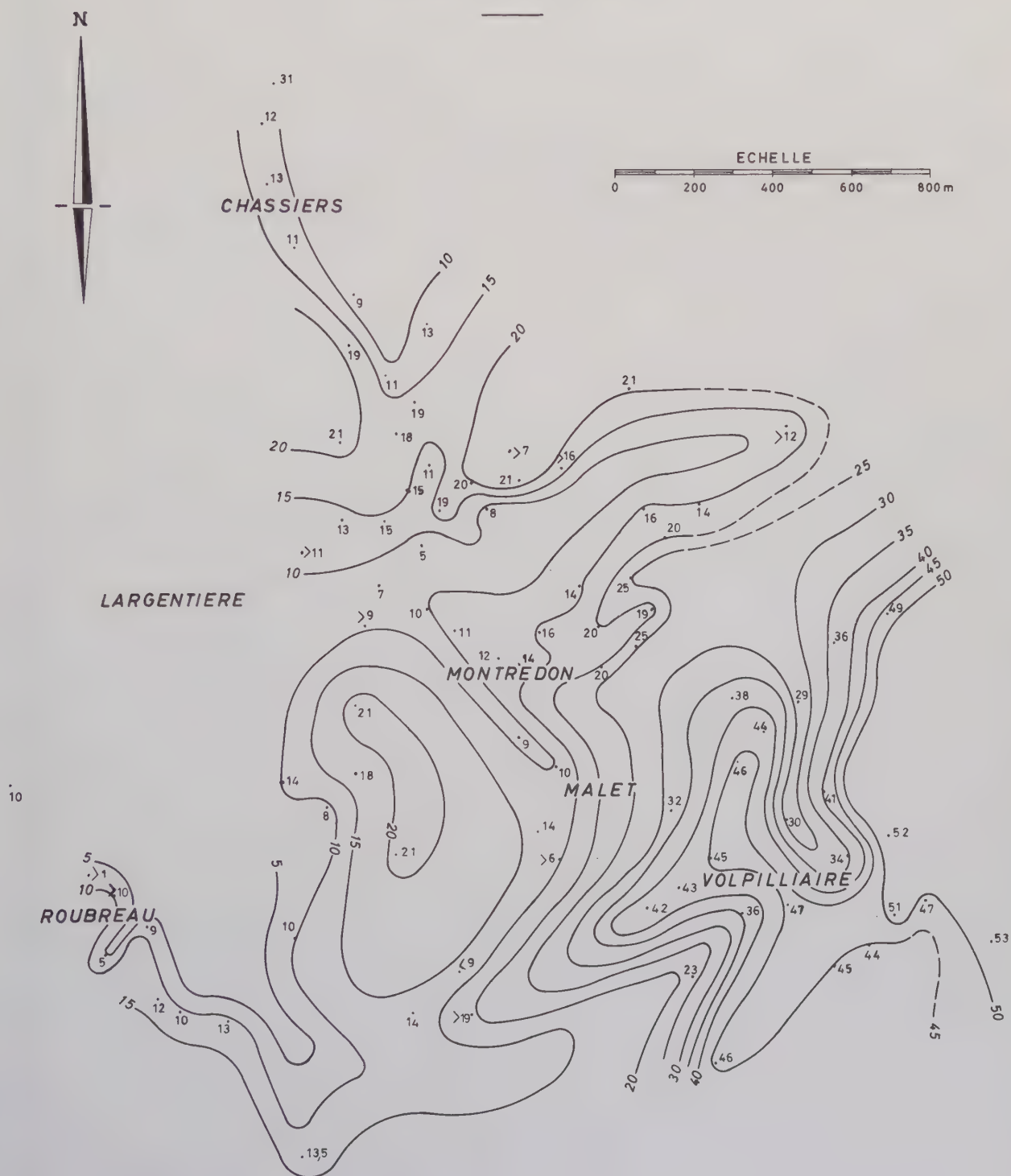
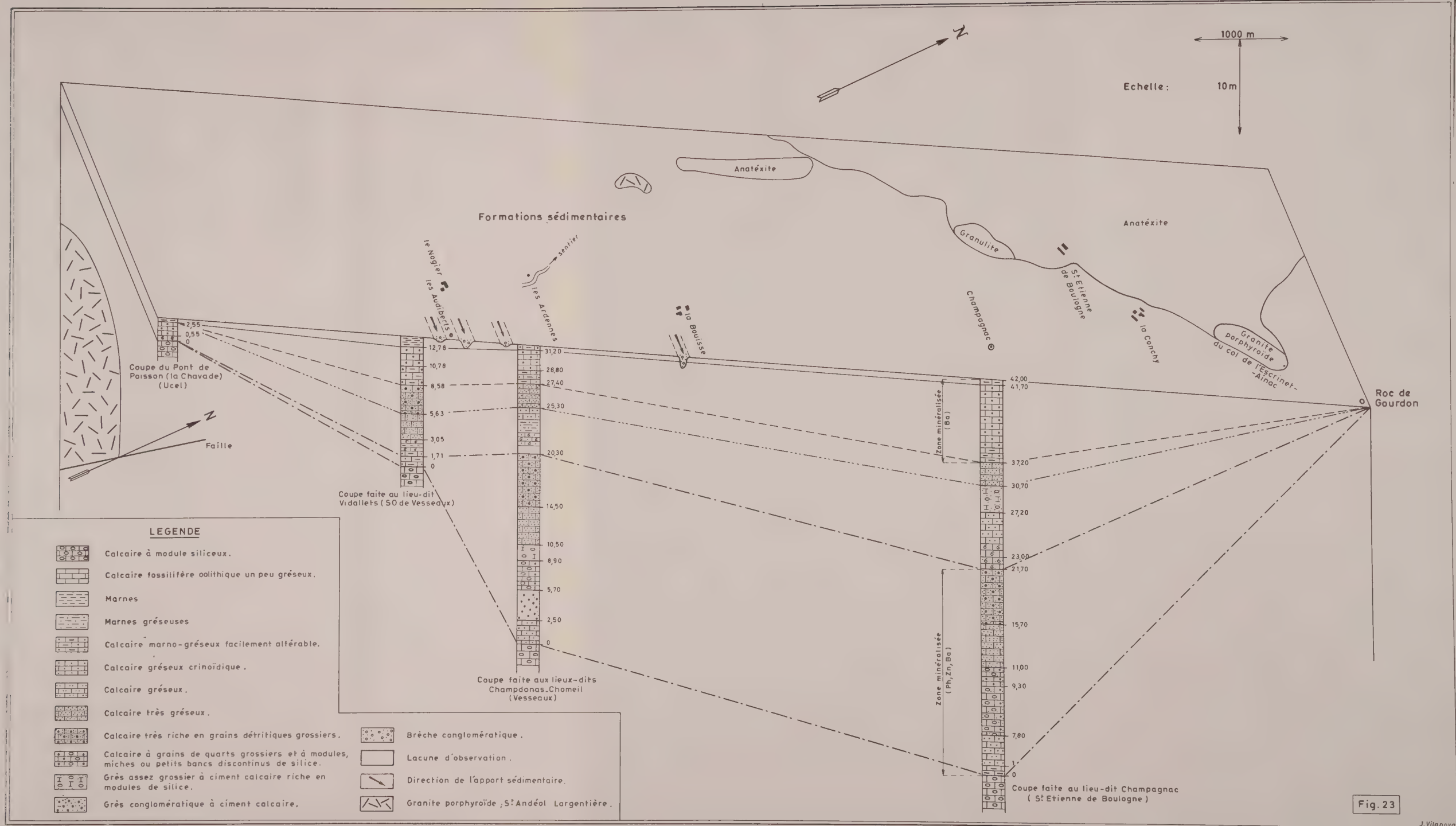
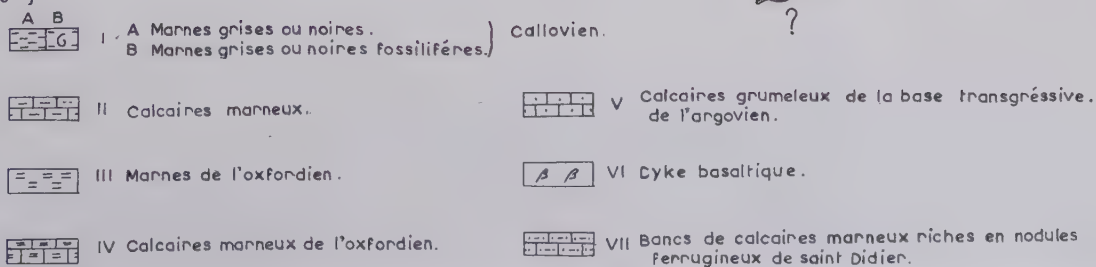


Fig.22





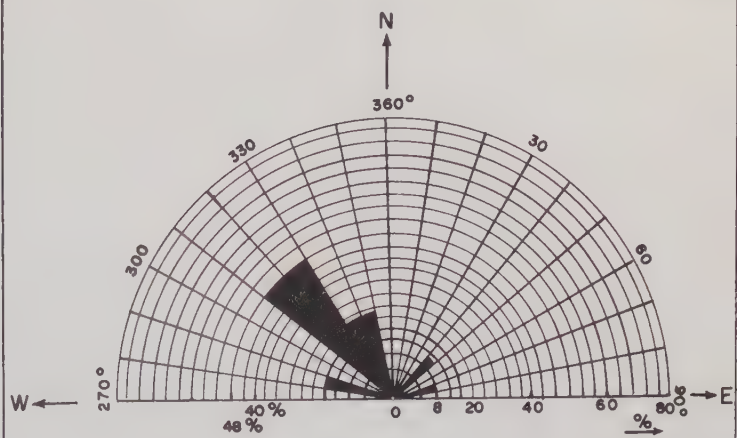
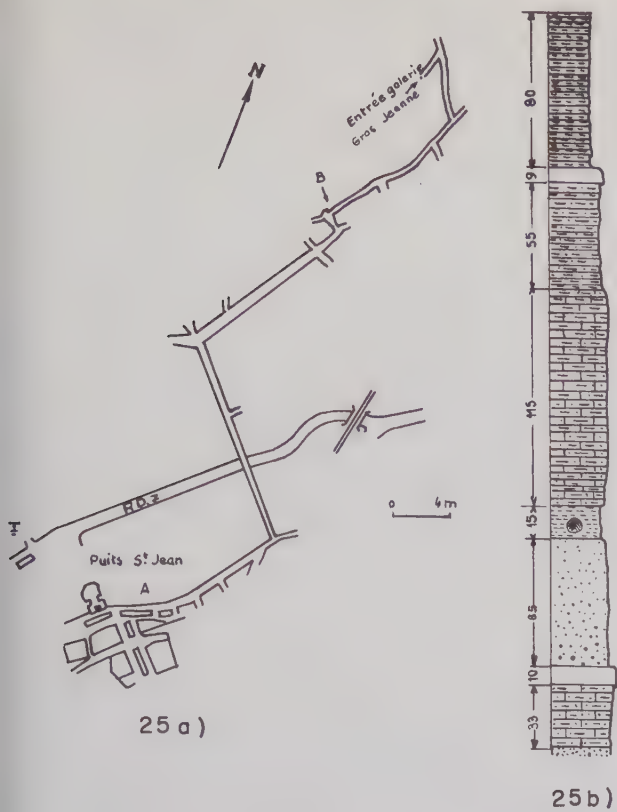


Fig.

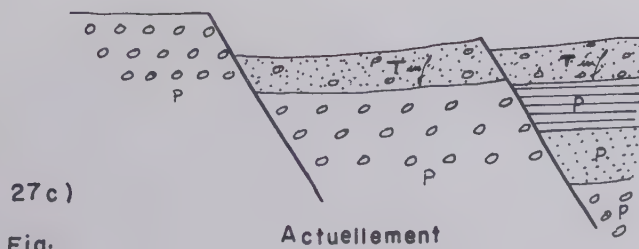
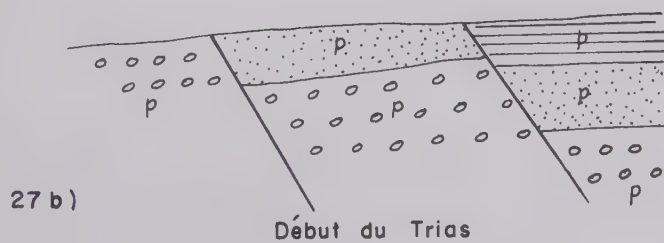
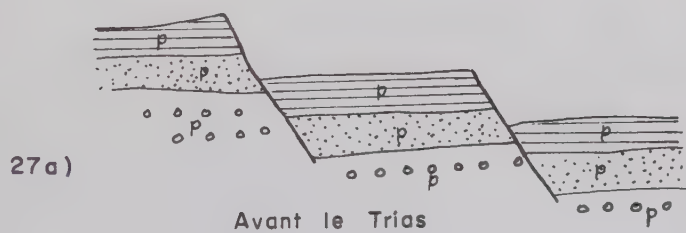


Fig.

QUATRIEME PARTIE

ETUDE DES GITES METALLIFERES

ET

CONCLUSION

METALLOGENIE

GENERALITES

Les indices minéralisés sont assez nombreux dans l'ensemble de la partie Sud-Est du Massif Central, notamment dans sa bordure sédimentaire.

La prospection de ces indices a toujours été très active. Les principaux indices de minéralisation sont cités ci-dessous parmi lesquels il y a des indices importants que j'ai pu mettre pour la première fois en évidence.

- ETUDE DESCRIPTIVE DES MINERALISATIONS ET DE LEUR ENVIRONNEMENT :

a) Dans le socle :

Les minéralisations de galène, blende pyrite, malachite, se retrouvent dans toutes les formations : dans les micaschistes à lits sériciteux (région de St Mélan, Vallée de la Pourcharesse, granite porphyroïde de Largentièrre, granite à deux micas (granulite) et à nids pegmatitiques d'Ucel.

Ces minéralisations sont de deux types :

- 1) - En indices : dans la zone mylonitique du granite porphyroïde de Largentièrre, dans une petite carrière au bord de la route Largentièrre-Rocher - dans la "granulite" à nids pegmatitiques d'Ucel.
- 2) - En filonnets : Dans le ruisseau du Grand Cost (Asperjoc) la minéralisation (pyrite et melnikovite) est associée aux failles (N 110° E). Un filonnet de barytine de direction N 20 E, riche en galène et pyrite avec un peu de blende, a été observé dans le lit de la Ligne au sein du granite porphyroïde de Largentièrre.

Dans le lit de la Pourcharesse existent plusieurs filonnets de galène accompagnés de barytine de direction N 110° E (1).

b) Dans la couverture :

D'une façon générale, les minéralisations dans la couverture se présentent, soit sous forme de gîtes stratiformes exploitables, soit sous forme de mouches, isolées dans la roche ou situées près des accidents tectoniques.

(1) Pendant l'été 1964, à l'occasion de la revue des travaux de Q.A. Palm (1957) j'ai pu étudier brièvement quelques indices minéralisés non signalés par cet auteur se trouvant dans les formations cristallophyliennes situées à une quinzaine de kilomètres de mon terrain de thèse.

- 1) - Dans le Trias inférieur : les premières minéralisations importantes se trouvent dans le Trias inférieur de la région de Largentière. Les minerais sont là dans les formations détritiques quartzeuses et feldspathiques dont la granulométrie varie de la base au sommet. Les minerais B.G.P.C. et parfois la barytine ne sont pas uniformément répartis.
- 2) - Dans le Trias moyen : le niveau calcaréo-dolomitique montre des remplacements capricieux en minerais sulfurés B.G.P.
- 3) - Le même niveau constitue un horizon ferrugineux dans la région comprise entre Ailhon, Chaune, Morzelet, La Chapelle sous Aubenas.
- 4) - Le Trias supérieur : dans le niveau du grès conglomératique comporte, dans la région de Merzelet et près du col de l'Escrinet, une toute petite concentration. Ce niveau, partout ailleurs, est minéralisé en filonnets anostomosés ou entrecroisés de barytine blanche ou rosâtre.
- 5) - Hettangien : un niveau minéralisé a été mis en évidence au lieu-dit Champdonas (à Vessey); il s'agit d'un banc de calcaire bréchique compact et recristallisé, de 10 cm de puissance où la minéralisation se présente sous l'aspect de mouches de galène et de pyrite.
- 6) - Lias moyen : La minéralisation stratiforme, plombo-zincifère, se situe entre le sommet du Sinémurien calcaire, à Griffées silicifiées, et le Toarcien calcaire marneaux oolithique.
- 7) - Toarcien : Les bancs calcaires marneux oolithiques à Hildoceras biffrons montrent une minéralisation en malachite ; la roche encaissante est un calcaire détritique gréseux où le nombre et la taille des grains clastiques de quartz varient d'un banc à l'autre.
- 8) - Ce niveau constitue dans la région de St-Priest un niveau oolithique ferrugineux (qui fut autrefois exploité).
- 9) - L'Aalénien inférieur, calcaire très gréseux ou grès à ciment calcaire, montre une minéralisation très importante en sulfate de Baryum dans la région de Saint-Etienne de Boulogne.
- 10) - Bajocien, Bathonien, Callovien, constituent dans la région privadoise des niveaux ferrugineux à assez vaste développement qui furent exploités très activement au siècle passé.

Parmi ces indices minéralisés, ce sont les niveaux minéralisés :

- du Trias, qui ont fourni soit les plus forts tonnages et qui renferment les seules réserves appréciables (Trias inférieur plombo-zincifère de Largentière), soit de faibles tonnages mais avec un vaste développement du minerai de fer du Trias moyen (Merzelet, - Ailhon, La Chapelle-sous-Aubenas).

- du Lias : le niveau plombo-zincifère du Nord d'Aubenas semble être intéressant.

- du Bajocien-Bathonien Callovien, de la région privadoise qui ont fourni généralement de faibles tonnages, mais sur de vastes étendues.

Les autres indices n'ont qu'un intérêt théorique.

CHAPITRE I

ETUDE DE LA MINERALISATION SITUEE DANS LE SOCLE CRISTALLIN

ETUDE DES AFFLEUREMENTS

- Caractères généraux des indices minéralisés

Ils se trouvent uniquement dans les cassures ou dans les zones mylonitiques, jalonées quelquefois par le filon de quartz comportant un peu de pyrite et de marcassite.

Leur direction est N 160 E et N 110 E.

Ces zones minéralisées montrent un ensemble de caractères communs. Ces caractères résultent principalement de la nature des roches encaissantes; c'est dans le granite porphyroïde d'Ainac compétent que ceci est le plus évident. Leur extension est extrêmement faible. Elle ne s'étend qu'à une trentaine de mètres du granite.

Ces zones se présentent souvent sous forme d'une formation argileuse noire dans du granite porphyroïde sans caisse filonienne bien apparente. La puissance de la partie minéralisée est très variable. Son aspect est assez régulier.

L'étude des cassures, des grandes failles, des filons de quartz et de leur minéralisation permet de mettre en évidence d'une façon très claire la phase métallogénique en relation avec la tectonique principale. Les zones faillées et mylonitiques de direction N 90° à 120° E sont prédominantes et, pour une grande partie, sont reprises et jalonées par des filons de quartz entièrement stériles (voir fig. 5), autrement dit : les filons de quartz ne sont pas toujours un repère fidèle de la zone mylonitique.

- Phase métallogénique hercynienne

- Généralités : Des venues minéralisatrices ont accompagné la formation des zones mylonitiques ou bien ont accompagné la venue de quartz après la formation de celles-ci.

Les failles Nord-Sud sont toujours stériles. Les filons de quartz N 90° à 120° E, excepté un peu de pyrite (rarement chalcoppyrite et Mispickel), sont stériles.

La minéralisation est contemporaine des cassures ESE - ONO. L'âge de cette minéralisation est attesté par leur liaison avec les failles hercyniennes. Les filons minéralisés, en liaison avec les failles hercynienne, ne se poursuivent jamais dans les terrains sédimentaires surincombants.

Les venues minéralisatrices n'ont pas donné lieu à une concentration importante de minerai métallique, susceptible d'être exploitable.

- La minéralisation associée aux failles (N 110 E)

a) - Asperjoc

Historique

M. CHIRUSSEL, forgeron, domicilié au quartier de "Pont-de-Bridou" en chassant trouva, sur l'affleurement pyriteux du ravin Cucurel, un amas de pyrite cristallisé en petits cubes luisants. Après l'avoir fait analyser, (1) la Société de l'Electro-Métallurgique et des Aciéries (Usine de la Barasse par Saint-Marcel - Bouches-du-Rhône) commence ses recherches en 1941.

L'affleurement pyriteux se trouve dans le territoire de la commune d'Aspejoc (Ardèche) aux lieux-dits La Bruyère et Cucurel, plus exactement dans le ruisseau du Grand-Coste, au-dessus de la route de la vallée de la Volane, sur la rive droite de cette rivière, à hauteur de l'agglomération de Pont-de-Bridou (Moulinages - Veyrenc).

La zone minéralisée suit une faille normale de direction N 110 E et de pendage quasi vertical.

Description des travaux

1) - A la date du 31 décembre 1941, les travaux effectués consistent en une tranchée de 10 m de long, suivie d'une galerie de 20,5 m de niveau ouverte à flanc de coteau dans l'affleurement pyriteux. Cette galerie a été complétée par deux travers - bancs de reconnaissance : l'un de 7 m vers le Nord à 15 m de la bouche de la galerie ; l'autre de 5 m vers le Sud au fond de la galerie.

2) - Le point d'attaque de la tranchée de la galerie a été choisi à cause de la présence en surface et dans le ravin, de nodules de pyrite. Ces nodules se sont également présentés aux épontes en divers points de la galerie, noyés dans les parties siliceuses et marneuses sous le chapeau de fer des filons. Ce chapeau de fer et le remplissage de faille se dessinent nettement au fond de la tranchée, sur le fond d'attaque de la galerie aux points signalés par A et B (voir fig. 28). Les deux travers-bancs ont recoupé en V et D le passage de deux extrémités de la zone minéralisée de filon convergeant vers l'Ouest, mais n'ont donné toujours que des nodules de pyrite isolés... Le front d'avancement des deux travers-bancs a buté dans le granite.

L'exploitation fut arrêtée à la fin de l'année 1941. Aujourd'hui l'ouverture de la galerie est complètement éboulée et son entrée n'est plus visible.

(1) communication orale de M. CHIRUSSEL au Pont-de-Bridou.

- Etude de l'affleurement et de la minéralisation
(voir la coupe n° 2 dans la partie annexe).

Le filon de quartz se localise au N E de la zone minéralisée séparant le granite non pyriteux d'une zone très écrasée et minéralisée en pyrite. A l'affleurement, le filon de quartz se présente d'une façon discontinue ayant une direction sensiblement différente dans ses différentes parties. La partie Nord-Ouest est N 90 E, au milieu on a E 110 E et dans la partie SE on trouve N 120 E.

Les sections polies ont été faites dans la zone broyée et dans les rognons pyriteux. On y voit des structures colloformes, concentriques et cataclastiques. Les petits cubes de pyrite à contours très nets ne sont pas rares. Une grande partie de l'amas est constituée par de la pyrite et l'autre par de la marcassite.

- Dans l'amas quartzeux, la marcassite apparaît en cristaux isogranulaires parfois dispersés dans la masse colloforme de pyrite (melnikovite) enrobant presque tous les cristaux allongés de pyrite (photo 28).

- La Chalcopyrite est rare.

La succession paragénétique se présente de la façon suivante:

Pyrite (pyrite-Melnikovite)

Marcassite

Chalcopyrite

L'intérêt pratique de cette minéralisation est nul. La minéralisation manque d'extension et se réduit la plupart du temps à de simples indices.

Son intérêt est d'être bien représentative, en tenant compte de la direction prédominante dans la région. D'autres cassures minéralisées en pyrite dans les Cévennes appartiennent ainsi à l'époque dite "phase métallogénique hercynienne".

Les caractères principaux de cette zone mylonitique minéralisée se retrouvent dans une autre cassure étudiée ci-dessous

- Etude de lames minces faites dans la zone broyée comportant les minerais :

1/ Quartz en plages de taille moyenne, xénomorphe à extinction onduleuse ; assez souvent, il se présente en très fins cristaux composant une grande partie de la pâte.

- 2/ Les cristaux de feldspath parfois poecilitiques, cisailés, sont très altérés en sericite et damourite.
- 3/ Quelques cristaux de biotite s'y montrent mais très altérés.
- 4/ Les séricites sont très abondantes. Elles s'associent avec d'autres éléments de la pâte, comme des grains fins de quartz et paillettes de mica, formant de minuscules filonnets séparant ou cernant d'autres cristaux non encore brisés.
- 5/ Muscovite assez rare.
- 6/ Leucoxène peu abondant.

Le minerai se présente en petits amas agglomérés ou dispersés.

Quand les cristaux sont isolés, ils ont leurs faces cristallines. Ces amas sont installés dans les microcassures où ils remplacent la pâte ou cernent les autres minéraux en leur donnant l'aspect d'îlots.

b) - Localisation de l'indice d'Aveillan

Il se trouve au bord de l'impasse goudronnée en face de la Source Minérale d'Aveillan. A cet endroit la roche est divisée en dalles, d'une façon régulière, par d'innombrables diaclases de direction presque constante (N 160 E) mais de pendage variable, oscillant de 53 à 63.

Les cassures minéralisées ont les mêmes valeurs en direction, mais une valeur de pendage égale à 22°.

Ces cassures se présentent comme suit (voir fig. n° 29) dans l'anatexite à cordiérite.

- 1/ au contact, on a l'anatexite à structure grenue, de composition suivante : quartz xénomorphe assez abondant ; plagioclase altéré très abondant, parfois sericitisé ; biotite en lamelles parfois altérées en chlorite, ou transformées en muscovite.

La muscovite provient très probablement de la deferrification de mica noir. Les minéraux accessoires sont : sphène, leucoxène, sagénite (incluse dans la biotite), traces d'oxyde de fer (limonite).

- 2/ zone écrasée, brun foncé, de structure mylonitique : quartz à extinction roulante, abondant ; plagioclase très altéré et très rare ; trainées d'oxyde de fer très abondantes, d'où les couleurs brunâtres de la roche.

Le mica noir et la séricite, accompagnant parfois les trainées d'oxyde de fer, sont très rares.

- 3/ Argile noire contenant la pyrite. Celle-ci se présente en cristaux xénomorphes, en grandes plages à contours irréguliers, avec de petites ~~micro de cassure~~ remplies par la gangue phylliteuse. On note parfois des cristaux de pyrite à contours cristallins ; quelquefois la pyrite a remplacé les grands cristaux de la gangue. Quelques corpuscules de pyrite sont inclus dans les autres cristaux. Dans cette zone broyée, la magnétite peut se trouver dans les argiles noires sous forme mouchetées à contours irréguliers, ou en inclusions dans les grandes plages de feldspath non entièrement écrasées.
- 4/ Anatexite écrasée verdâtre et brunâtre se trouvant juste au milieu des deux zones noires minéralisées. L'étude de lames minces montre une structure mylonitique : quartz très abondant à structure onduleuse, formant pour une grande part un fond à structure cryptocristalline ; Plagioclase assez rare puisque tous les individus sont écrasés, cisailés ; rarement, traînées de chlorite.

- La minéralisation du filon de quartz et la zone mylonitique du granite porphyroïde au Nord de Largentière.

Une faille coupe le granite porphyroïde et le granite à muscovite. Elle sépare le granite porphyroïde des micaschistes affleurant au Nord de Largentière, et s'amortit dans les micaschistes.

La zone faillée est cicatrisée par un filon de quartz de direction N 160 E à pendage subvertical de puissance variable de 1,60 m à 0,25 m. Discontinu et pauvrement minéralisé en pyrite, marcassite, chalcoprite, galène, blende, barytine, fluorine, il comporte parfois de minuscules filonnets de galène à gangue barytine. Celle-ci se voit dans la rivièrè de la Ligne tandis que les autres minéraux sont bien visibles dans la carrière au bord de la route Largentière-Valgorge où les roches paraissent jaunâtres et altérées.

Des sections polies faites dans les amas quartzeux montrent une structure cataclastique comportant pyrite et marcassite.

- La minéralisation dans la granulite à nids pegmatitiques d'Ucel.

Cette granulite à nids pegmatitiques comporte localement des "flammas" de quartz blanc massif et des amas de barytine blanche. Cette dernière comporte quelques petits indices de minerais sulfurés et de sulfarséniurs, minerais déposés dans l'ordre ci-dessous :

Pyrite

Chalcopyrite

Cuivre gris

Galène

Barytine

Sur la roche on voit des mouchetures d'azurite. Le cuivre gris contient de petits cristaux de Chalcopyrite, au contact de la galène. La barytine forme l'essentiel de la gangue.

Le ~~granulite~~ pegmatitique comporte plusieurs géodes dont le diamètre peut atteindre 0,20 m à l'intérieur desquelles il y a toujours une croûte d'argile blanche dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres.

L'analyse de cette croûte argileuse par diffractométrie donne la composition suivante :

Montmorillonite	Chlorite	Illite	Kaolinite	Minéraux argileux
3	-	trace	7	-

Cette croûte est tapissée de cristaux de calcite blanche et de sidérose bien cristallisée sous forme de rhomboèdres (brun à brun foncé); parfois on y voit de petits cristaux de pyrite automorphe et de la smithsonite.

Dans la barytine l'ordre paragénétique s'établit comme suit :

Pyrite

Chalcopyrite

Cuivre gris

Galène

Barytine

CHAPITRE II

ETUDE DE LA MINERALISATION DANS LE TRIAS

Généralités : Les gisements de minerais métalliques appartenant au Trias sont les plus importants tant au point de vue théorique qu'économique.

Ces gisements métallifères comprennent comme éléments principaux : le zinc, le plomb, le fer. La forme minéralogique de ces métaux est essentiellement sulfurée (Largentière), mis à part le fer (oxyde et hydroxyde à Merzelet, Chaune, Ailhon).

Le plus souvent ces minéraux imprègnent des grès conglomératiques (fins et grossiers), des roches carbonatées, et très rarement des argilites.

Nous distinguerons l'emplacement des minéralisations :

- d'après les étages du Trias inférieur, moyen, supérieur.
- selon le niveau lithologique dans un même étage.

A/ - ETUDE DE LA MINERALISATION DU TRIAS INFÉRIEUR

- Historique

- Période du 12e au 15e siècle : Si l'on en croit les archives de la Mairie de Largentière, ainsi que les anciens rapports des Services des Mines, l'exploitation du plomb argentifère remonterait à des temps reculés. Certains auteurs, s'appuyant sur l'éthymologie des noms de lieux, font remonter les anciens travaux à l'époque gallo-romaine.

Pour des raisons analogues on a pu penser que la présence de minéralisations était connue au moment des invasions sarrazines : l'extraction a débuté vers 750 par les Sarrazins.

Mais il faut attendre 1146 pour trouver un premier texte mentionnant l'existence d'exploitations minières. C'est un acte de l'Empereur Conrad donnant droit de battre monnaie à Guillaume, évêque de Viviers.

En 1177, Frédérique Barberousse confirme solennellement ce droit à l'évêque Nicolas.

En 1198 a lieu un partage entre l'évêque Nicolas, Raymond de Toulouse, Aymard de Poitiers et Bernard d'Anduze. Le texte de cet acte fait apparaître que, dès cette époque, il existait plusieurs centres d'exploitation aux lieux-dits suivants :

- Siguallière (en bordure de la Ligne) ;
- Cote de Chassiers ;
- Tauriers (Baumes de Viviers) ;
- et probablement au Reclus désignés par le mot "Fumpa Sumpa".

Des textes de 1208, "Charte de la Liberté" signée par l'évêque Bernon, de 1330 (évêque Henri de Villard) signalent une importante activité minière.

Cette activité semble s'être achevée dans le courant du 15^e siècle et ne pas avoir repris avant le siècle dernier. A cette époque, la découverte de l'Amérique aurait causé une diminution de la valeur des métaux précieux et entraîné l'arrêt de l'exploitation à Largentière.

- 19^e siècle : Après plus de trois siècles d'arrêt, en 1856, on assiste à une tentative de reprise de l'exploitation par M. LAGET et M. MARTEL, négociants à MARSEILLE. Un puits de 24 mètres est creusé derrière le Tribunal sans succès.

En 1867, des recherches sont entreprises par M. RIVIERE, Docteur ès Sciences. Une demande en concession du 10 février 1869 est ajournée, puis rejetée. M. RIVIERE suspend les travaux en 1870 après avoir dépensé une somme de 25 000 F et cède ses droits à la Société d'Union Métallurgique de France.

De 1871 à 1872, cette Société effectue des travaux et dépense en 18 mois la somme de 105 000 F.

En 1873, MM. PAYEN et ROUX reprennent les travaux en leur nom et déposent une demande de concession qui est acceptée. Fin 1874, la mine employait 20 ouvriers. Un rapport de l'Ingénieur des Mines signale que la vente des produits retirés du gîte depuis 1856 s'élevait à un montant de 40 000 F (100 t de minerai lavé).

En 1877, la production était de 290 tonnes de minerai à 46 % de Pb, et 495 g d'argent à la tonne de minerai ; et 800 tonnes de minerai à 8 % de Pb.

En 1878, la production était de 1 000 tonnes de tout venant dont 75 tonnes à 46 % de Pb et 580 g d'argent à la tonne de minerai. La laverie était située au lieu dit "La Sigalière" dans une ancienne usine de soie.

Les derniers rapports trouvés au Service des Mines d'ALES datent de 1879; l'exploitation aurait été arrêtée aux environs de 1885.

Actuellement, la concession est renoncée.

Les travaux avaient porté durant cette période sur trois gisements, distincts de par leur nature :

- 1 - Des dépôts minéralisés plombo-zincifères localisés dans la faille de LARGENTIERE-CHASSIERS (chantier du RABAIS : galeries DEROCLES, du RABAIS, Ouest n° 1 et Ouest n° 2) sous forme d'imprégnations dans les grès fracturés des "épontes" ou de remplissage de galène massive dans les argiles accompagnant la faille.
- 2 - Des dépôts minéralisés plombo-zincifères localisés dans la dolomie du Trias moyen ; imprégnation dans la partie supérieure du niveau dolomitique (blende à faciès de substitution dans la dolomie, galène en veinules, avec barytine).

Travaux dans le talweg de la Ligne : (Voir fig. 30).

Rive droite :

- Galleries Am 1, Am 2, Am 3, en amont du pont Bourret,
- Puits de Sigalières et T.B. du Reclus,
- Galleries AV 3, AV 4 en aval du pont Bourret.

Rive gauche :

- Galleries AV 1, AV 2, AV 5 en aval du pont Bourret.

- 3 - Dépôts minéralisés Plombo-zincifères dans les grès du Trias inférieur connus en affleurement dans la Ligne (Pont des Récollets, Pont de la Paille, Roubreau), et reconnus dans les travaux :

- du puits Dubost (derrière le Tribunal) ;
- de la galerie Bertrand ;
- des Baumes de Viviers.

TRAVAUX exécutés par la S.M.M.P.

A - Travaux préliminaires (1952-1953)

En 1952, dans le cadre d'une prospection générale de la bordure sous-cévenole, le Service Prospection de la Société Minière et Métallurgique de Penarroya (S.M.M.P.) effectue une première étude de LARGENTIERE pendant les mois de septembre et novembre. Les anciens travaux sont repérés et étudiés.

En 1953, est entrepris le débouillage du T. B. de Reclus, sur 250 m. Ces travaux de remise en état se heurtèrent à un éboulement assez important dans les marnes et l'avancement du être arrêté. Parallèlement, on procède au levé de la carte géologique de la région de LARGENTIERE.

B - Travaux exécutés depuis 1958

De 1953 à 1958, les études en cours sur d'autres gisements ne permirent pas la réalisation de ce programme.

En 1958, 672 m de sondages carottés furent exécutés (5 sondages) et l'étude géologique de la surface étendue vers le Nord-Est.

Les sondages confirmèrent les hypothèses émises en 1953 par la découverte de zones minéralisées riches en imprégnation dans les grès du Trias inférieur.

En 1959, il fut foré 2 563 m de forages. Ces sondages établirent la continuité du gisement sur une assez grande surface et permirent d'en dégager les principaux caractères structuraux.

Le 13 juin 1960, un "Permis Exclusif de Recherches de Mines de Plomb, Zinc et substances connexes" fut octroyé à la S. M. M. P. par décret du Premier Ministre.

A partir de cette date, les recherches s'intensifièrent visant à la reconnaissance du gisement ainsi découvert, et à l'établissement d'une méthode de prospection systématique destinée à l'exploration des zones voisines.

Les sondages permirent la réalisation du premier point : reconnaissance du gisement.

En 1960, 9 430 m de sondages furent exécutés et 9 256 m en 1961, couvrant une surface totale de 3 km² à une densité supérieure à 30 sondages par km². Enfin, dans le courant du premier semestre 1962, des sondages complémentaires ont été forés dans le but de reconnaître les abords immédiats du gisement.

Une campagne gravimétrie fut entreprise en 1960, dans la région de LARGENTIERE et couvrit 50 km² à la densité de 6 stations par km². Réalisée par le B. R. G. M., cette étude montra l'existence d'anomalies résiduelles de la gravité se superposant au gisement déjà connu. Elle permit l'orientation de la campagne de sondage en cours et la mise au point d'une méthode de recherche indirecte.

En 1961, la zone reconnue par sondages servit de terrain d'essai à la prospection géochimique. Le résultat de ce test étant positif, on décida d'utiliser systématiquement cette méthode pour l'exploration des régions voisines de LARGENTIERE.

En 1961, commencèrent les premiers travaux miniers.

Un puits de reconnaissance destiné à devenir par la suite puits d'extraction fut commencé à MONTREDON. Fin 1961, le fond du puits se situait à 110 m, le fonçage ayant rencontré de nombreuses difficultés dues aux venues d'eau et aux terrains ébouleux du Trias moyen.

Au jour, les travaux d'aménagement du futur carreau étaient en cours (Station des compresseurs, atelier, tour d'extraction).

En juillet 1962, le fond du puits se trouve à 230 m de profondeur (cote 45) et le gros oeuvre de la tour d'extraction est pratiquement terminé.

Un second puits a été commencé en mai 1962, à proximité de CHASSIERS. Il est destiné à permettre la reconnaissance rapide et la préparation des panneaux situés au voisinage de la faille de CHASSIERS. Ultérieurement, il servira d'accès du personnel et du matériel, et de retour d'air général.

Depuis le mois de février 1963, l'exploitation est commencée.

1 - Nature de la minéralisation

Le gisement métallifère de LARGENTIERE est formé uniquement par des sulfures : blende, galène argentifère dominante, très peu de pyrite. Mise à part la grande quantité de marcassite, sans intérêt économique et pratique. Les minéralisations de LARGENTIERE se présentent macroscopiquement comme une imprégnation très fine du ciment de grès conglomératique de la base du Trias et du grès fin reposant sur ce dernier. Cette imprégnation apparaît dans le Trias inférieur comme essentiellement blendeuse (la zone blendeuse) et son affleurement minéralisé dans les lits de la Ligne et le Roubreau est uniformément brun foncé ou recouvert par une pellicule blanche (Hydrozincite).

2 - Localisation et forme du gisement

Le Trias inférieur forme la roche magasin et représente l'essentiel du minerai sulfuré, reconnu très récemment par l'activité minière de la S. M. M. P., grâce aux nombreuses implantations de sondages, plus particulièrement dans la zone de LARGENTIERE.

Pour connaître et préciser la situation et l'importance de la minéralisation, il est nécessaire de faire état des campagnes de reconnaissance par puits (1961-1963) et par forages (1958-1963) qu'effectua la Société Minière et Métallurgique de Pennaroya sur plus de 3 km² de zone minéralisée de LARGENTIERE (fig. 31) indique le réseau d'implantation des puits et des forages dans la région comprise entre Chassiers et au Sud du village de Montréal.

La position des zones minéralisées est assez bien élucidée par les sondages effectués par cette société, et les études géologiques que j'ai entreprises dans différentes zones (aux affleurements et aux sondages) tant au laboratoire que sur le terrain.

La minéralisation essentielle se localise dans le Trias inférieur qui représente le niveau de la transgression triasique sur le Permien. Il s'agit d'un grès feldspathique et conglomératique à ciment argileux vert et très mal cimenté de la base du Trias inférieur. Le sommet de cette série est représenté par des marnes vertes gréseuses.

Du point de vue de la métallogénie descriptive, le minerai sulfuré de LARGENTIERE est uniforme ; il s'agit d'une association de grès feldspathique à grain fin, ou grossier, à ciment argileux, parfois carbonaté, qui se présente structuralement en deux types macroscopiques de minerai :

a/ les minerais sulfurés présentant une alternance de lits parallèles à ceux de la sédimentation du grès (dans le ruisseau de Roubreau)

b/ le minerai assez dense se présentant comme un ciment, entièrement constitué par les éléments sulfurés. Quelquefois la masse du minerai se présente comme une masse hétérogène de blocs sulfurés compacts et résistants (dans la rivière de la Ligne à 50 m en aval du pont de la Paille).

c/ très rarement le sulfure de plomb se présente sous forme de très petites concentrations arrondies, dont le diamètre varie de 1 à 4 cm, avec la "texture" appelée "en cocarde" (parfois on a des formes rappelant celles de globigérine (photo 29), dans le ROUBREAU, en aval, où la zone minéralisée commence à affleurer).

La base du Trias (grès conglomératique reposant sur le socle de Permien et la base de l'horizon des argilites vertes (caractérisant le passage du Trias inférieur au Trias moyen) donnent deux excellents niveaux repères, observables avec précision et bien définis.

- aspect vertical : D'après une étude statistique de la position de la minéralisation faite par la S. M. M. P. (1962), on sait que l'assise du Trias inférieur n'est pas minéralisée d'une façon anarchique, mais qu'un corps minéralisé donné, recoupé dans plusieurs sondages voisins, occupe une cote qui varie peu par rapport à la base du Trias.

Cette étude a mis en évidence cinq horizons préférentiels dans lesquels la minéralisation est plus fréquente.

Ces horizons qui, décelables par les deux repères cités ci-dessus, sont séparés par zone stérile ou très peu minéralisée (non rentable au point de vue de l'exploitation minière) et présentent les caractéristiques résumées dans le tableau ci-dessous d'après le rapport S. M. M. P. de 1962.

CARACTERISTIQUES DES HORIZONS MINERALISES

	Distance moyen. marnes vertes	Distance moyen. base Trias	Epaisseur moyen. Minérale	Fréquence de rencontre
horizon 1	1,5 à 2 m		1,5 m	20 %
horizon 2	4 à 5 m		1,3 m	43 %
horizon 3	10 à 11 m		1 m	45 %
horizon 4		15 à 17 m	1,5 m	32 %
horizon 5		7 à 8 m	1,5 m	41 %

Tableau n° 4

- extension horizontale des minéralisations : La répartition des indices minéralisés connus dans les grès s'étendent sur une surface de plus de 3 km². L'allure du gisement est indiscutablement stratiforme.

Il ressort de l'étude des sondages et des différents horizons minéralisés que les zones minéralisées sont très irrégulières et que, dans une zone, la minéralisation pouvait diminuer considérablement d'un sondage à l'autre en teneur et en épaisseur, et qu'elle pouvait même disparaître entièrement (voir fig. de 7 à 19).

L'étude faite sur la minéralisation de très beaux affleurements dans le ROUBREAU suggère que la minéralisation se présente comme une lentille à contours diffus (voir les coupes sériées de la lentille gréseuse de la Vallée du ROUBREAU décrites dans l'annexe et les fig. 45 de a à e).

Par conséquent, il résulte que les gisements stratiformes de LARGENTIERE ne se présentent pas en couche continue mais en lentilles superposées d'épaisseur, d'une distance de l'une à l'autre et de teneurs différentes entre elles. D'après les mailles de sondages effectués dans la zone de LARGENTIERE (100 x 100 m pour la partie centrale et 100 x 150 m pour la périphérie) et l'étude dans l'affleurement minéralisé du ROUBREAU, le diamètre moyen doit être de 40 m environ pour chaque lentille.

3 - Etude de la minéralisation des différents niveaux :

a/ niveaux de grès conglomératique et grès feldspathique grossier

Dans la série stratigraphique (déjà étudiée plus haut) les grès conglomératiques se présentent à la base du Trias inférieur, parfois minéralisés en blende et galène; ils reposent dans la région de LARGENTIERE même, sur les formations primaires (Permien : schiste, argilites lie de vin, ou grès conglomératiques à ciment argileux parfois rouge).

Ces formations se distinguent très facilement des grès conglomératiques du Permien à cause de leur ciment d'argile rouge et d'une assez bonne cimentation.

Par dessus, reposent des grès feldspatiques grossiers, très mal calibrés, parfois poreux. Ce niveau est assez souvent minéralisé.

Un des meilleurs affleurements des deux horizons se trouve au bord de la route LARGENTIERE-TAURIERS, mais ils y sont entièrement stériles.

Les minerais de ces deux zones se présentent vers le centre du village de LARGENTIERE et vers CHASSIERS. La zone la plus riche est en forme de gouttière, localisée entre CHASSIERS et le lieu-dit MONTRODON, de direction NNE-SSO, entre les deux failles de CHASSIERS et MALLET.

Il ne faut pas perdre de vue qu'aux alentours des parties minéralisées ces deux horizons contiennent très souvent des mouches ou des traces de galène, ou de blende, parfois les deux ensemble.

La minéralisation a été contrôlée par des études sur le terrain, des carottes, des sondages, des lames minces et des sections polies effectuées systématiquement dans les carottes.

Le minerai principal est la galène dans la zone minéralisée comprise entre CHASSIERS et VOLPILLIAIRE. Mais dans la zone minéralisée du ROUBREAU, c'est la blende qui est prédominante, avec marcassite, pyrite et très peu de calcite.

La galène se présente sous deux formes :

a/ elle est automorphe quand elle se trouve dans les cavités au centre desquelles elle se localise sous forme de petits cubes, très rarement de dodécaèdres.

La présence du minerai au centre montre que la cavité du grès conglomératique ou du grès grossier primitif a servi de chenal à la minéralisation lors de sa mise en place.

Le diamètre de chaque cavité varie de 4 à 10 mm et celui des petits cristaux oscille entre 2 et 5 mm.

b/ la galène xénomorphe, grenue, se localise schématiquement de façon suivante :

- dans les interstices des grains élastiques où elle forme une partie du ciment,
- dans les filets argileux et phylliteux où les cristaux de galène se disséminent fréquemment. Quelquefois, elle présente un aspect ramifié. Les ramifications se développent presque uniquement dans la partie argileuse, formant le ciment de la roche.
- La galène se localise très rarement dans les carbonates,
- elle se montre parfois au sein de grandes plages de blende.

La galène a parfois un faciès dendritique. Elle se développe suivant trois directions perpendiculaires. Elle est parfois corrodée par la blende.

Structure poeciloblastique : Les grandes plages de galène contiennent très souvent les cristaux de la gangue : feldspaths, micas, quartz (parfois en petits cristaux bipyramidés).

La sphalérite n'apparaît que sous un faciès brun chocolat à structure grenue. Elle ne se présente jamais en cristaux automorphes ni en plage ramifiée.

Quant à la localisation, elle se fait indifféremment avec la galène, c'est-à-dire dans les filets argileux et phylliteux, dans les carbonates, dans les cavités, dans les interstices. La galène et la blende montrent une localisation préférentielle dans le ciment argileux.

Lorsque la concentration de ces deux sulfures est notable, la roche, par suite d'une bonne cimentation, devient dure et résistante.

Dans la zone la plus riche, les agrégats de sphalérite s'enchevêtrent et deviennent difficilement visibles.

La marcassite, contrairement à la sphalérite et à la galène, se trouve rarement en petites plages xénomorphes, elle se loge avec la galène dans les interstices des grains élastiques. Elle est assez souvent entourée par la galène ou incluse sous forme de plages irrégulières dans celle-ci. Elle est, par conséquent, cristallisée antérieurement à la galène.

La pyrite se présente presque toujours en très fins corpuscules inclus dans tous les minéraux de la roche, plus rarement elle se montre en petits agrégats isolés ou en plages à contours irréguliers. Cette association montre que la pyrite a cristallisé avant tous les minerais sulfurés.

La succession paragénétique s'établit de façon suivante :

Quartz automorphe (authigène)

Pyrite

Marcassite

Galène

Blende

)

)

)

minerais essentiels

La succession paragénétique des grès feldspathiques grossiers du Trias inférieur dans le sondage 55, 48, 1, effectué au lieu-dit Dès la Font (Uzer), est basée sur plusieurs lames minces et sections polies effectuées dans ce niveau, en particulier à 18 mètres de la base du Trias.

a) Constituants de la roche (arénorudite) :

Quartz, feldspaths (plagioclases et orthose), paillettes de mica blanc,

b) Le ciment :

Silice authigène (quartz automorphe)

Pyrite

Chalcopyrite

Tétraédrite argentifère (Freibergite)

Galène

Blende

b/ L'étude de la minéralisation du niveau feldspathique
fin (sommet du Trias inférieur).

Le nom de grès implique tant une composition qu'un aspect granulométrique. L'étude pétrographique et lithologique de ce grès est faite en détail plus haut. Il s'agit d'un grès assez consolidé où l'élément détritique siliceux est prédominant (Si O₂ > 50 %).

Au point de vue descriptif, la taille des grains détritiques dépasse très rarement 0,5 mm. Les termes arénite et arénorudite répondent à la même sujétion granulométrique, sans tenir compte de la nature chimique des grains élastiques.

Parfois les grains quartzeux sont jointifs ("grès à grain jointif"), ou bien le ciment est siliceux sans accroissement secondaire dit "grès quartzeux", enfin parfois les grains élastiques quartzeux sont cimentés par la silice avec un nourrissage complet montant un vrai quartzite. Ces roches montrent parfois des pores et des vacuoles dont le diamètre varie entre 1 et 7 mm dans lesquels se logent de petits amas de blende ou de galène, cette dernière étant parfois automorphe. Ces pores et cavités semblent parfois dues à une mauvaise cimentation.

Le ciment carbonaté est constitué en proportion variable par de la dolomite et de la calcite. La dolomite forme des agrégats parfois bordés d'impuretés ferrugineuses. Les petites sections losangiques ne sont pas rares. La calcite se présente en grande plage souvent limpide moulant les grains détritiques qui, le plus souvent, ne sont pas jointifs. Quelques cristaux de quartz automorphes peuvent se développer également dans le ciment carbonaté.

La partie essentielle du minerai sulfuré s'est concentrée dans la zone des grès fins feldspathiques. Dans cette zone, la minéralisation est qualitativement identique à celle de la zone du grès conglomératique et de la zone des grès feldspathiques grossiers mais se présente mieux et plus complètement.

L'étude de la minéralisation montre que : les minerais essentiels et leurs annexes, leurs faciès principaux, leurs localisations ressemblent aux minéralisations des formations précédemment étudiées. C'est pour cela que je m'abstiendrai de les répéter ici sauf pour la partie de la minéralisation qui nécessite une explication plus complète ou qui ne sont pas représentés dans les zones minéralisées déjà citées.

Le sulfure principal est la blende à laquelle sont associés galène, chalcoppyrite, marcassite, pyrite, dolomite et barytine.

La blende se présente sous deux faciès principaux :

- une blende brun chocolat à structure grenue ou rarement microgrenue et dans ce dernier cas, isogranulaire, xénomorphe, très rarement colloforme,
- une blende jaune clair.

Parfois, elle se présente sporadiquement, ou groupée en englobant les autres cristaux de la gangue.

La blende remplace et corrode les minéraux de la gangue en leur donnant l'aspect de golfes (voir photo 30).

Dans le zone blendeuse (l'horizon 1) elle constitue le support des autres minéraux sulfurés.

La blende se présente souvent à côté des cristaux de galène, de temps en temps elle les englobe. Plus rarement la blende s'associe avec des petits individus de galène et montre une structure en îles et continents : dans une grande plage de sphalérite, les cristaux de galène rappellent l'aspect d'un archipel.

- Remplissage de bois charbonneux par la blende :
(voir photo 31)

Dans le sondage GX effectué à 150 m au Sud-Est de la zone minéralisée du ROUBREAU, on voit que certains éléments organiques (bois flottés) prennent des dimensions macroscopiques dont le diamètre varie de 0,5 à 7 cm. Ces éléments se trouvent plus exactement de 33,69 m à 33,99 m de la base du Trias, de façon dispersée, dans une formation argileuse noire très gréseuse, finement micacée. L'essentiel du remplissage s'étant fait avant toute altération des cellules, montre que la minéralisation est peut-être antérieure au recouvrement des végétaux par de grandes épaisseurs de dépôts.

- La blende montre parfois une très belle structure de remplacement guidée dans des plagioclases détritiques. Ce remplacement s'est fait selon des plans particuliers : la blende (minéral invité) pénètre à

l'intérieur du plagioclase maclé polysynthétiquement, le long de ses plans de macles. Cet aspect est très visible en lame mince (voir photo 32), ainsi qu'en section polie. Ce type de remplacement se présente dans les deux zones déjà étudiées.

- La sphalérite se localise en remplacement de façon préférentielle dans les plagioclases tandis que la galène ne présente pas le remplacement guidé dans les plagioclases, mais les remplace de façon très irrégulière.

- Il semble que pour une grande partie le remplacement des plagioclases par ces deux sulfures, s'effectue dans les cristaux plus ou moins séricitisés.

L'altération des feldspaths pose le problème de la détermination du phénomène qui en est responsable : altération météorique récente, altération liée à la mise en place ou à la remise en mouvement des minéralisations, ou au transport des éléments feldspathiques avant la sédimentation, ou altération avant le transport.

- La galène se présente parfois sous forme de petits amas concentriques dans lesquels elle constitue le ciment de la roche. La forme de cette concentration, appelée à tort cocarde, est arrondie ou ovoïde (voir photo 29). Quelquefois, deux ou trois de ces agglomérations sont réunies et montrent une section transversale, donnant l'aspect d'une globigérine bilobée ou trilobée à l'affleurement. Chaque concentration n'a qu'une épaisseur de l'ordre de quelques millimètres. Cet aspect est tout à fait localisé, il se présente uniquement dans le lit du ROUBREAU, juste en aval et en bas de l'affleurement de la minéralisation, à la limite de la zone blendeuse (horizon 1).

Au microscope, on voit plutôt la cimentation ou le remplacement du ciment des grès par la galène à laquelle s'associe très peu de blende et de pyrite.

D'après BASTIN E.S. 1950 "La structure en cocarde étant une variante de la structure rubanée, se forme dans les fissures que comble partiellement un amas de fragments provenant de leurs parois qui s'entourent alors de couches successives de dépôts minéraux".

Les études effectuées sur les amas du ROUBREAU en section polie et en lame mince, montrent que la galène prédomine très largement et qu'il n'existe pas de couches successives de minerai; d'ailleurs cet aspect est visible avec la loupe.

En plus, aucune de ces concentrations ne montre ni cassure, ni structure en noyau. Il est possible que le minerai sulfuré (la galène) associé aux sédiments gréseux, se soit logé dans les interstices des grains

clastiques dans la zone la plus favorable où une dissolution des grains de quartz et une cristallisation des nombreux cristaux automorphes de quartz bipyramidé, précède de processus de migration. On peut se demander pourquoi les concentrations sont arrondies de manière plus ou moins ovoïde et non d'une autre forme. Il est certain, comme dans la formation d'une structure en noyau, que la cimentation par le minerai a commencé par le centre puis a continué vers la périphérie.

Quand ces concentrations de minerai ont été proches l'une de l'autre, elles se sont rejointes par leur agrandissement en donnant la forme "globigérine".

Dans cette formation, on voit que la plage de blende, contrairement à l'ordre de cristallisation, est englobée par un cristal de galène.

En tenant compte : de la cimentation des grains effectuée du centre vers la périphérie, de la dissolution des grains quartzeux, de la cristallisation de cristaux de quartz et de l'existence de plages de blende à l'intérieur des cristaux, ne peut-on pas dire que ce phénomène suggère une remise en mouvement des sulfures de la roche minéralisée vers une zone préférentielle ?

- La pyrite se présente toujours en petite quantité et jamais sous forme d'amas importants et ne constitue jamais le ciment des grès, même à l'échelle de lame mince. Néanmoins, elle se montre dans le ciment en amas d'inclusions, quelquefois fracturés ou en petits agrégats polycristallins ou en fins cristaux isolés automorphes sous forme de cubes ou xénomorphes à contours irréguliers en remplacement de tous les autres minéraux. Elle a, de temps en temps, une structure colloforme.

Elle se localise préférentiellement sous forme de corpuscules dans les plagioclases parfois plus ou moins altérés où ces grains montrent une structure de remplacement guidé par pénétration dans le plan de macles ou bien en remplacement des individus des macles (voir photo 33).

Quelquefois, la blende et les corpuscules de pyrite se présentent dans un cristal de plagioclase maculé polysynthétiquement et montrent la même structure en lames de remplacement.

- La pyrite est rare en petites inclusions dans la blende et ne s'y présente jamais en grandes plages. Assez rarement, elle montre une structure subgraphique dans la blende en donnant à cette dernière l'aspect d'une passoire.

- Elle montre une structure tachetée avec la galène. Celle-ci présente, avec la pyrite, une structure plus ou moins rubanée et en même temps une structure concrétionnée (voir photo 34).

Plus rarement, la pyrite apparaît sous forme d'aiguilles en gerbe, en faisceaux, inclus dans les minéraux de gangue. Il est assez rare de ne pas apercevoir la pyrite incluse dans les feldspaths qui existent dans la roche. La petite plage de pyrite envoie des ramifications dans les microfissures de la gangue.

- Parfois des cristaux importants de pyrite sont bordés par de la marcassite (voir photo 35).

- La Marcassite apparaît en minéral accessoire, s'associant toujours avec la pyrite, dominant souvent sur elle et se présentant en cristaux très souvent xénomorphes sous forme : de petits amas ou de petits agrégats, de plages à contours irréguliers ou en cristaux allongés parfois entrecroisés, très rarement automorphes sous forme de cristaux hexagonaux. Elle se montre parfois en lamelle et en cristaux maclés polysynthétiquement. Elle remplace les autres cristaux de gangue et quelquefois partiellement le ciment à élément phylliteux ou à calcite. Le ciment n'est jamais uniquement constitué par elle.

Les cuivres gris se présentent parfois en grandes plages. Dans ce cas ils forment une mer sur laquelle on voit la galène (voir photo 36).

- La Barytine se présente seulement dans la lentille minéralisée du ROUBREAU où elle remplit les fissures et participe partiellement au ciment en remplissant les interstices des grains clastiques où elle apparaît en cristaux allongés, lamellaires, à structure en éventail. De temps en temps, elle englobe tous les autres minéraux constitutifs (feldspaths, micas, grains de quartz, galène).

Le contact de la barytine est toujours net avec les autres cristaux de la gangue.

- Le Quartz se montre en petits cristaux bipyramidés de façon disséminée, dans les minéraux qui sont cristallisés épigénétiquement. L'abondance suit l'ordre de croissance : galène - blende - carbonate - barytine. Quand le grain de quartz est englobé aux 2/3 de sa périphérie par les minéraux cités ci-dessus, sa partie englobée montre les contours cristallins, mais englobé à moins de 2/3 les contours ne sont plus cristallins. Cette remarque est valable pour les grès feldspathiques aussi bien que les grès quartzieux qui y sont inclus (voir photo 37).

En conclusion, comme A. BERNARD (1958) l'a remarqué dans le Trias inférieur de SAINT-SEBASTIEN-D'AIGREFEUILLE, il semble que l'apparition des minéralisations sulfurées en teneurs notables en sulfures de Pb et Zn et de barytine, soit liée à la séquence de cristallisation des minéraux du ciment du grès, plus qu'au classement des matériaux détritiques de ce grès.

- Les carbonates : la calcite et la dolomie (1)

La calcite

Elle se présente en cristaux : grenus, en petites plages ou grandes plages, isogranulaires, microgrenue. Elle est pour une grande partie limpide. Très rarement elle présente une auréole plus ou moins continue de limonite.

La calcite constitue souvent, partiellement ou entièrement, le ciment de la roche ; ou bien elle y est à l'état de trace. Les plages de calcite renferment tous les autres cristaux de la roche. De temps en temps, quand elle est en présence de quartz, elle le corrode en lui donnant l'aspect de doigts de gant. Parfois les cristaux automorphes de quartz sont disséminés dans les cristaux de calcite en donnant une structure interstitielle.

Les carbonates ne sont jamais associés avec le sulfate de baryum sauf dans la zone minéralisée du ROUBREAU, où les carbonates cimentent partiellement la roche.

La cimentation diagénétique serait la cause de la lithification des grès. On peut se demander :

1 - Quelles sont les causes de la recristallisation diagénétique des carbonates ?

2 - La cimentation est-elle due à une cristallisation diagénétique favorisée par les facteurs tectoniques provoquant la réduction de puissance d'une partie du magasin (la roche contenant du minerai) ?

1^o) - Comme le signale A. BERNARD (1958) : "il faut considérer que les facteurs d'action thermodynamique telle que la pression peuvent, dès le niveau diagénétique, entraîner des recristallisations : textures de remplissage dans les interstices des grains détritiques (cimentation : CORRENS, 1939)".

(1) La différenciation entre la dolomie et la calcite était basée sur le terrain par : la réaction d'attaque du bleu de tymol donnant de suite après l'attaque la couleur vert brun sur la dolomie et la couleur violette sur la calcite.

Sans doute faut-il aussi tenir compte de l'influence des éléments en traces sur la cinétique de croissance de cristaux (KERN, 1957).

2^e) - En résumé, la cimentation est indépendante des facteurs tectoniques.

Les cristaux de dolomie en section losangique sont parfois si nombreux et groupés que leurs contours cristallographiques sont difficilement discernables. Elle se développe au sein de grandes plages de calcite. La cristallisation dolomitique est interrompue par la traversée des éléments phylliteux. Il ne faut pas douter que la cristallisation de dolomite ne soit pas diagénétique, elle est intervenue pendant la cimentation du grès.

Les contacts des carbonates sont toujours nets avec les autres cristaux de la roche.

Fracturation

Quelquefois, les minerais sulfurés de fer : pyrite ou marcassite sont fracturés et les diaclases emplies de calcite limpide isogranulaire.

Assez souvent, on voit de petites fractures remplies par le carbonate de calcium et les minerais sulfurés : pyrite, marcassite ou blende. La paroi même est formée assez souvent par des grains de quartz sporadiques. Le minerai se met en place au contact immédiat des parois ; le centre est rempli par la calcite épigénétique isogranulaire. Le minerai présente un contour rectiligne avec la paroi quartzeuse (marcassite au contact du quartz) tandis que l'autre partie entourée par la calcite montre une structure en houppe crêtée.

- La succession paragénétique de grès fins du sommet du Trias inférieur dans le ROUBREAU

a) Minerai constitutif de la roche détritique (Arénite) : quartz, feldspaths, biotite, muscovite, épidote, rutile, zircon, leucoxène, tourmaline, sphène, débris de bois charbonneux, aegyrine verte, chlorite.

b) - Le ciment :

Eléments phylliteux + micas clastiques

(1) calcite + dolomite

(2) chert

pyrite

marcassite

tétraèdrite argentifère (Freibergite)

bournonite

galène

blende

L'ordre paragénetique des grès feldspathiques fins du Trias inférieur dans le sondage V IV effectué au lieu dit Mas du Bos.

a) - Minéraux constitutifs de la roche suivant les études de lames minces et de sections polies effectuées à 31,85 m de la base du Trias :

Quartz, quartz automorphe, feldspaths, paillettes de mica blanc, fantômes de biotite, tourmaline, sphène, dolomite.

b) - Le ciment.

Silice de néoformation (quartz authigène)

Blende de syncristallisation

Fracturation

Pyrite

Marcassite

Chalcopyrite

Tétraèdrite argentifère

(Freibergite)

Bournonite

Galène

-
- (1) Parfois dans la plage de calcite, les cristaux losangiques de la dolomite se développent.
- (2) Dans la silice à structure microgrenue, on voit la recristallisation de la silice plus celle du carbonate.

Il est à noter que la fracture parallèle à l'axe de sondage, visible de 31,40 à 32,10 mètres de la base du Trias est due très probablement au jeu de la grande faille de Mallet qui passe à l'Est et tout près du sondage. Le remplissage de cette fracture par les minerais sulfurés cités ci-dessus semble être l'hypothèse la plus probante par la mise en solution de sulfures dans des eaux atmosphériques de percolation ou de l'eau connée, par suite d'une augmentation de température attribuable au jeu des failles, ce qui exclut toute intervention hydrothermale profonde.

4 - Nature et localisation de l'Argent.

D'après les études métallogéniques que j'ai pu effectuer sur plus d'une centaine de sections polies, aucun sel d'argent n'a été décelé.

Suivant les études à la microsonde Castaing, l'exploration systématique de l'échantillon et le dosage de l'Argent dans les sulfures métalliques, effectué dans différents faciès minéralisés du Trias inférieur de Largentière, il apparaît que les sulfosels sont porteurs d'Argent.

a) - Etude dans les formations du grès conglomératique du Trias inférieur :

L'étude de l'analyse à la microsonde faite dans une grande plage de galène d'une section polie effectuée à 4,4 mètres de la base du Trias inférieur (sondage G X, voir la coupe 8 dans la partie annexe), montre qu'il n'y a aucune trace d'Argent, même dans la galène.

b) - Grès feldspathiques grossiers.

La section polie faite dans le grès feldspathique grossier à 18 mètres de la base du Trias inférieur du sondage 55-48-1 (effectué au lieu dit Dès la Font, Uzer) comporte une abondance de plages de cuivre gris riche en argent.

L'analyse quantitative de cuivre gris faite sur le prélèvement de cette section polie, a donné les résultats suivants :

S : 21,4 %	+	1,5 %
Fe : 1 %	+	1 %
Cu : 30,8 %	+	1,5 %
Zn : 6 %	+	0,3 %
Ag : 17 %	+	1,5 %
Sb : 25 %	+	1,5 %
101,20		

c) - Grès feldspathiques fins

Plusieurs analyses à la microsonde sont faites en différents points minéralisés de ce niveau :

1) Dans une section polie, riche en galène comportant de nombreuses inclusions de cuivre gris et de bournonite, effectuée dans le sondage V IV, à 32 mètres de la base du Trias inférieur (où la minéralisation se présente sous forme d'un remplissage d'une cassure longitudinale, parallèle à l'axe du sondage), on a prélevé deux cylindres par carottage pour déterminer les impuretés contenues dans la blende et la galène et surtout rechercher le porteur d'argent (voir fig. n° 32 a et 32 b).

L'enregistrement du spectre d'émission du cuivre gris met en évidence les éléments suivants :

Cu, Sb, Zn, Ag.

Un contrôle rapide a permis de confirmer la présence du soufre.

Trois dosages seulement ont été effectués :

Cu = 28,6 %

Ag = 18,3 %

Sb = 21,6 %

On peut évaluer en outre le Zn à 4 % et le S en complément.

L'analyse de l'enregistrement du spectre d'émission de la bournonite n'a révélé aucune trace d'Argent.

2) Dans les analyses à la microsonde faites dans une section polie (riche en Blende et avec peu de galène) effectuée dans la zone blendeuse (série 0, assise quartzitique a) de la vallée du ROUBREAU, rive gauche, (voir coupe 10 dans l'annexe), on remarque :

Dans l'enregistrement du spectre d'émission de la blende, l'impureté du fer (voir fig. 32 b). Un dosage quantitatif en fixe la teneur à 2 ou 3 %.

L'enregistrement du spectre d'émission de la galène a montré que celle-ci est très pure (voir fig. 32 b).

Ces deux analyses ne révèlent aucune trace d'argent.

3) L'exploration systématique effectuée sur une section polie (très riche en galène) dans le grès feldspathique minéralisé en sulfures métalliques, affleurant en aval du ROUBREAU (couche P, voir la coupe n° 4 du ROUBREAU, coupe 9 dans l'annexe), a révélé que la bournonite se présentant en micro-inclusions dans la galène, ne contient pas d'Argent. Par contre, le cuivre gris qui se dessine comme la bournonite en inclusions microscopiques (environ $20 \mu \times 30 \mu$) est le porteur de l'argent.

Par suite, le dosage s'est révélé très délicat et les résultats cités ci-dessous ne sont que semi quantitatifs :

S = 17 %

Fe = 4 %

Cu = 19 %

Zn = 1 %

Ag = 38 %

Sb = 21 %

100,00

Conclusion :

- Le cuivre gris apparaît bien partout comme le porteur d'Argent, d'autant plus qu'aucune analyse de la bournonite, de la blende et de la galène n'a révélé de trace :

- Les différentes analyses quantitatives montrent que le sulfosel porteur d'Argent est un sulfoantimoniure de cuivre du groupe tétraédrite.

Il s'agit donc de Tétraédrite, dans lequel le fer mesuré quantitativement dans différents échantillons varie de 1 à 4 % et l'Argent de 17 à 38 %, d'où le nom Tétraédrite argentifère "Freibergite".

N. B. : En ce qui concerne le mode d'occurrence et l'explication génétique de la minéralisation plombo-zincifère dans le Trias inférieur, je renvoie le lecteur au chapitre III § II (page 313), dans lequel sont traitées conjointement, parce que très semblables, les conditions de minéralisation du Trias inférieur (région de Largentièrre) et du Lias (région Nord d'Aubenas).

B/ - ETUDE DE LA MINERALISATION DU TRIAS MOYEN

a) - Dépôts minéralisés plombo-zincifères localisés dans la dolomie du Trias moyen.

- Les différents indices connus à l'affleurement.

Dans la région de LARGENTIERE, les anciens exploitaient les dépôts minéralisés du Trias moyen qui se localisent dans la partie médiane de cet étage. Ces dépôts minéralisés sont connus en aval de LARGENTIERE.

1) - Dans le lit de la rivière de la Ligne, au lieu-dit La Lauze.

2) - Aux environs du Pont Bourret.

Parmi les anciens travaux sur ces dépôts minéralisés, on peut citer :

- un puits effectué dans la localité dite Les Fayssards, au-dessous du confluent du ROUBREAU et de LA LIGNE.

- Puits Sigalière :

Les archives mentionnent que les travaux entrepris en 1867 à proximité d'un affleurement minéralisé du niveau dolomitique dans la rivière de LA LIGNE ont rencontré des cavités provenant de défilage très anciens.

Bien que les dépôts minéralisés du Trias moyen soient beaucoup moins bien connus que ceux du Trias inférieur, faute de documents du fait de mauvais carottage, on constate bien que la minéralisation se présente très capricieusement.

- Nature de la minéralisation

Les dépôts dolomies et calcaire dolomitiques du Trias moyen montrent des imprégnations de sulfures métalliques de : blende, galène et pyrite avec généralement prédominance de la blende.

Les observations sur les dépôts minéralisés (des déblais extraits du Chantier Sigalière par le T.B. du Reclus (F. FOGLIERINI 1959) et plusieurs sondages et carottes, permettent de constater :

- a) Le phénomène de substitution déterminant la genèse des minerais sulfurés métalliques du niveau calcaréodolomitique.

- b) La présence de pseudobrèches (dans certains sondages).

- c) La présence des remplissages des fissures par le minéral sulfuré dû à une mise en solution de sulfures dans des eaux atmosphériques de percolation ou de l'eau connée, par suite d'une augmentation de température attribuable au jeu des failles ayant joué postérieurement à ces dépôts.

1) - Le phénomène de substitution dans le calcaire dolomitique est visible, par exemple :

Dans le Chantier Sigalière, la substitution de la blende dans la dolomie était localement très marquée. F. FOGLIERINI (1959) donne les résultats d'une analyse chimique relative à cette minéralisation. On notera que les teneurs atteignent des chiffres élevés :

Pb	2,37	%
Zn	33	%

Dans le sondage 55,48,1 (effectué au lieu-dit Drès la Font Uzer), dans le lit de La Ligne, au lieu dit La Lauze, et dans le sondage V IV (effectué au lieu dit Mas de Bos), le sommet de l'horizon calcaréodolomitique est formé par un quartzite peu carbonaté, où la substitution des minerais sulfurés est assez marquée par une teneur élevée en Pb et Zn.

- L'examen microscopique fait dans un échantillon pris dans le lit de la rivière de La Ligne au lieu-dit de La Lauze, montre la présence de 4 à 5 % de minéral métallique, où la galène domine largement sur la blende.

- De 59 à 53 mètres de la base de sondage V IV, la substitution de la galène dans le quartzite se remarque par le résultat géochimique donné par la S. M. M. P. effectué de 58,20 à 59 mètres de base du Trias. On remarque que la teneur du Plomb est notable :

Pb	12,60	%
Zn	0,35	%

Dans la région d'Aubenas, au bord de la route N .578 bis, plusieurs lames minces et sections polies effectuées dans le niveau dolomitique, montrent les caractères suivants :

La dolomie syngénétique de cette localité montre une structure microgrenue où le minerai a une structure interstielle c'est-à-dire qu'il se localise au bord des cristaux de la gangue ou bien il remplace cette dernière. On remarque parfois la présence de la blende dans les fins cristaux romboédriques du carbonate. Il n'est pas très rare de voir le remplissage des géodes par le minerai sulfuré (blende ou galène) : cristaux aplatis et allongés se groupant pour donner un aspect de rosette.

La succession des minerais sulfurés se présente de la façon suivante :

Pyrite

Marcassite

Galène

Blende

2) - La présence de pseudobrèches.

Dans le sondage 55-49-1 effectué au lieu dit La Lauze, (Largentière) les dépôts du Trias moyen montrent partiellement une minéralisation conduisant à des formations de pseudo-brèches dues pour leur majorité au jeu d'une grande faille recoupant les formations triasiques, dans lesquelles ce sondage est implanté. La fracturation (parallèle à l'axe de sondage) est accompagnée de la minéralisation du minerai Pb - Zn et Fe et de la barytine ; la calcite et la silice (quartz) sont visibles de 63,80 à 70,10 mètres de base du Trias, où la roche est calcaire-dolomitique grise, devenant quartziteuse au sommet.

L'étude des lames minces et des sections polies faites à 64 mètres de la base du Trias donne :

1 - La gangue :

Les éléments constitutifs sont : fragments de quartzites microgrenues, assez abondants. Fragments de carbonate. Grains de quartz de taille moyenne, parfois impressionnés les uns par les autres. Les cristaux automorphes de quartz inclus dans les cristaux losangiques du carbonate sont assez peu nombreux. La calcite limpide en grande plage remplissant les interstices ou collant les autres constituants est abondante. Elle englobe les cristaux automorphes ou subidiomorphes de quartz authigènes et la galène. Assez souvent, elle corrode les grains de quartz en leur donnant un aspect en doigts de gant.

2 - Le Minéral

La pyrite est en corpuscules. La blende diagénétique en fins cristaux bruns dispersés dans les fragments de quartzite ou du carbonate. La blende claire épigénétique se présente dans les fractures. La galène est dispersés soit dans les fragments du quartzite ou du carbonate, soit elle remplit les fractures. Dans ce cas, elle est automorphe ou xénomorphe, moulant les cristaux de la blende.

L'apparition des minerais se résume dans la succession paragénétique donnée ci-dessous :

Pyrite

Blende (brune)

Galène

et Fissuration
Bréchification

Silice authigène (quartz automorphe)

Blende (claire)

Galène

Calcite

Le résultat géochimique effectué de 63,10 à 63,85 mètres de base du Trias, donné par la S. M. M. P. est le suivant :

0,62 % Pb

0,20 % Zn

3) - Le remplissage des fissures par le minéral sulfuré

C'est le cas le plus fréquent. Etude micrographique faite à 64,40 mètres de base du Trias (sondage 55-49-1).

Dans la roche on remarque des fracturations à remplissage symétrique de la façon suivante (voir photo 38).

- 1) La roche elle-même est un grès très fin à ciment blendeux.
- 2) Au contact immédiat de la cassure se trouve le quartz très finement grenu isogranulaire.

- 3) Puis il y a le quartz en petits cristaux à structure en peigne.
- 4) Vers le centre, il y a remplissage de quartz en plages de tailles différentes, parfois importante, à structure engrenée.
- 5) Au centre, il n'y a que les plages de galène.
- 6) Une microfissure remplie par la blende très claire, traverse la roche et elle traverse même la partie constituée par le quartz microgrenu.

La succession paragénétique du minéral citée ci-dessus se présente de la façon suivante :

Blende

Galène

Fracturation

Silice (quartz brun microgrenu)

Quartz grenu clair

Galène

Fracturation

Blende claire

Calcite blanche

Le résultat de l'analyse effectuée de 63,85 à 64,55 mètres de la base du Trias, donné par la S. M. M. P., est :

4,82 % Pb

3,80 % Zn

L'étude métallographique effectuée à 64,45 mètres de base de la série triasique est la suivante :

La galène, en grandes plages, remplit les cassures et les interstices entre les constituants. La marcassite se présente en fins cristaux lamellaires dans les cassures souvent avec la melnikovite cer-
nant la galène, dans ce cas, ces dernières présentent une structure en
noyau.

La succession paragénétique est la suivante :

Galène

Marcassite

Fissuration

|| Silice néogène (quartz automorphe)
|| Blende

Fissuration

|| Galène
|| Marcassite
|| Melnicovite

Fissuration

|| Carbonate

L'étude micrographique faite à 65,10 mètres de la base du Trias permet les remarques suivantes :

La roche est une calcaréo-dolomite très siliceuse, microgrenue, où les carbonates sont très finement associés avec la silice (quartz en très fins cristaux).

Plusieurs fissures s'y présentent : les fissures très fines sont remplies par des grains de quartz isogranulaires, les fissures plus importantes comportent les cristaux de quartz de toutes tailles.

La galène apparaît en très fins cristaux ; microgrenue, dispersée dans la roche. Dans le cas où elle se montre dans les fissures, elle donne de grandes plages avec des clivages nets. On y note également la présence de la pyrite entre les interstices des grains de la gangue.

b) - Le Minerai de fer du Trias moyen

La localisation et les indices des dépôts ferrugineux :

Le minerai de fer du Trias moyen est localisé à l'intérieur de la partie médiane de cet étage (c'est le niveau calcaire dolomitique) où le toit est formé par des bancs calcaires dolomitiques souvent compacts.

Le minerai n'apparaît pas constant tant dans l'espace que dans son importance, contrairement à la formation du niveau calcaire dolomitique (roche encaissante qui constitue un niveau repère caractéristique dans presque toute la région étudiée).

Quelques indices de minerai de fer dans le niveau calcairéo-dolomitique :

- 1) St Michel de Boulogne :

CH. LEDOUX (1868 p. 27) cite, la présence des fragments parsemés du minerai de fer près des affleurements du niveau dolomitique, en face du Château de Boulogne, non loin du premier tournant du sentier de Vesseaux, là où une galerie de recherche actuellement éboulée a été effectuée.

- 2) Saint-Julien du Serre :

a) Un affleurement de dolomie peu ferrugineuse et assez pauvre en lardets de barytine, se trouve à 100 m des trois carrefours de Saint-Julien du Serre, dans un petit ravin qui passe près de l'Eglise de Saint-Julien du Serre. La présence de cet affleurement a motivé le percement suivant le mur du niveau dolomitique complètement stérile d'une galerie de 40 m, sur la rive droite du Luol, à 250 m environ des trois carrefours.

b) A 200 m, à l'Ouest de la ferme Fromenteyrol, on a creusé un puits de 30 m de profondeur, qui s'est soldé par un échec. Autour, on trouve des fragments et des nodules creux de minerai de fer. Ces formations ferrugineuses semblent appartenir au niveau dolomitique du Trias moyen.

- 3) Environs d'Ucel :

LEDoux (1868, p. 25), note :

Près du hameau d'Ucel, l'étage marneux contient un affleurement ferrugineux qui a motivé quelques travaux de recherche. Un puits d'une douzaine de mètres de profondeur a rencontré une couche d'argile ocreuse de 0,80 m environ de puissance. Une galerie de recherche d'une quinzaine de mètres de longueur n'a donné aucun résultat concluant, et la recherche a été abandonnée.

- 4) Au Nord et Nord-Est de Largentière :

Cet auteur cite également à 250 m à l'Ouest de la ferme Védignac, de beaux affleurements de minerai de fer cloisonné, de 1,10 m de puissance, aujourd'hui cachés par des formations très récentes à nom-

breux fragments de scories. Un peu plus au Sud, sur le chemin qui va de Védignac à la rivière de la Lende, l'affleurement ferrugineux contenant un beau minerai a 1,50 m de puissance.

Plus au Sud :

De très beaux affleurements de minerai se présentent dans la région du Chaune et de Merzelet ainsi que plus à l'Est, près de la ferme Costillon (région de la Chapelle-sous-Aubenas).

A 500 m au Sud de la ferme Chaune, sur le sentier rejoignant celle-ci à Merzelet, deux galeries de recherche et d'exploitation ont été ouvertes. L'une dite : galerie de Chaune, à la côte 348,67, a suivi la couche en direction du Sud sur 250 m ; l'autre, inférieure de 5,50 m à la précédente, et dite galerie Saint-Barbe, a rejoint à 400 m de son orifice les travaux venant de Merzelet.

A quelque distance au Nord du hameau de Merzelet, plusieurs puits de recherche et de nombreuses galeries ont également trouvé le minerai dans de bonnes conditions de continuité et de puissance.

Ces travaux ont reconnu le gisement sur une étendue considérable : 540 m de long et 120 m environ suivant l'inclinaison.

- Aspect du minerai

Dans les formations ferrugineuses, il n'est pas rare de voir la couche de minerai tour à tour se renfler ou s'amincir, s'enrichir ou s'appauvrir. Le minerai est variable dans sa puissance. Les discontinuités semblent être paléogéographiques (1), en particulier au Nord d'Aubenas.

L'épaisseur de ces formations ferrugineuses varie de quelques centimètres à quelques mètres au Nord de l'Ardèche où elles sont très pauvres ; et généralement de quelques centimètres à 4 m environ, au Sud d'Aubenas (région comprise entre la Chapelle-sous-Aubenas, Ailhon, Chaune et Merzelet).

La plus grande épaisseur de minerai de fer se trouve dans la région de Chaune.

L'épaisseur diminue au Nord (région d'Ailhon) et au Sud (région de Merzelet).

(1) C'est pourquoi je pense qu'il faut comprendre dans l'esprit de C. LEDOUX (cf. cité p. 14) l'utilisation du terme "lambeau" pour le terme de lentille.

Dans la contrée d'Ailhon, sur les deux rives du ruisseau d'Auzon, plusieurs galeries ont mis en évidence la formation ferrugineuse d'épaisseur variant de 0,50 m à 0,80 m. Dans la région de Chaune, les puits de recherche et les galeries ont rencontré la couche de minerai d'une puissance de 1,20 à 1,70 m.

A Merzelet, généralement, la puissance de la zone ferrugineuse est de l'ordre de 2,80 m à 3 m. La plus grande puissance de minerai se trouve dans les galeries entre cette dernière ferme et le hameau de Chaune, là où LEDOUX (cité p. 18 et 19) dit que l'épaisseur du minerai dépasse 4 m.

Partout, le minerai se présente toujours cloisonné, brun à noirâtre, ce qui caractérise le niveau ferrugineux de cet étage. Il est souvent accompagné, ou enduit à sa surface, de minerai manganésifère noir et brillant.

Les espaces vides entre les cloisons renferment parfois du sable ferrugineux brunâtre (CH. LEDOUX 1868).

Dans certaines galeries les minerais cloisonnés sont également mamelonnés.

A côté de cette variété, dans le même niveau ferrugineux, on remarque des formations calcaréo-dolomitiques très ferrugineuses d'aspect pierreux, brun à brun foncé. Ces formations étant parfois compactes montrent des variétés de composition en minerai de fer, tantôt riches en fer, tantôt pauvres. On y trouve également des nodules de minerai de fer (de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres) montrant parfois une zonalité nette du fait de l'altération avec au centre un noyau de carbonate pierreux peu ou pas ferrugineux.

Le minerai carbonaté est parfois poreux et riche en barytine blanche. Cet aspect est courant dans tous les déblais de minerai de fer se trouvant dans la région comprise entre Costillon, Merzelet et Chaune.

Dans les anciennes galeries d'exploitation (Chaune) on remarque que la partie supérieure de la zone minéralisée est formée par le minerai cloisonné et le reste par le minerai carbonaté pierreux.

Ces formations sont assez souvent accompagnées par la gangue barytique. Celle-ci se présente en cristaux disséminés ou en fines veines ou bien en filons de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de long, l'épaisseur variant de quelques centimètres à 30 cm. Ces aspects sont magnifiquement représentés dans les anciennes galeries de Chaucune, actuellement accessibles.

La répartition de la barytine diffère d'un point à l'autre. Ou elle se présente dans la roche ou elle accompagne le minerai très capricieusement, tantôt très abondante, tantôt absente. La présence de gangue barytique dans le minerai a fortement abaissé la valeur de ce dernier et gênait les anciens exploitants pour le traitement du minerai.

- Minerai de fer de la vallée de La LENDE

Historique

Le gîte ferrifère de la Vallée de La LENDE est connu depuis une époque très reculée. On trouve, en effet, en plusieurs points et notamment près de Chaune, des traces certaines d'anciennes galeries. On trouve également des amas de scories qui démontrent que ces minerais étaient fondus sur place, probablement à l'aide de souffleries portatives.

En plusieurs localités de cette région, on trouve des tas de scories. Ces localités portèrent souvent le nom de Ferrière.

Cette industrie dut cesser lorsque les forêts qui couvraient le pays furent dévastées. Quoi qu'il en soit, ce gîte était depuis un temps immémorial inexploitable et même oublié, lorsqu'ont commencé en 1854 et 1855 des recherches exécutées pour découvrir divers minerais : plomb, zinc et fer, par Messieurs DUBOST et LYONNET d'une part, par la Compagnie Vindry d'autre part. Ces recherches ont amené la découverte d'assez beaux affleurements de minerai de fer aux environs d'Ailhon, Chaune et Merzelet.

LAYET et MARTEL de MARSEILLE ayant acquis les droits de recherche faites par LYONNET pour le compte de DUBOST, firent les premiers (1857) une demande de concession.

La Société Vindry, organisée pour la création d'une industrie sidérurgique à Aubenas, demanda la concession des mêmes gîtes en 1857.

Peu de temps après, LAYET et MARTEL vendirent leurs droits à la Société Vindry, qui demeura maîtresse du terrain et formula une nouvelle demande en 1858. Cette société, établie sur des bases peu solides, du se transformer et prendre la raison sociale Lovours et Compagnie en 1859, mais cette transformation ne produisit aucun résultat au point de vue des réalisations industrielles qui formaient le but de la Société.

Cette Compagnie résista très peu de temps.

En 1860, la Compagnie anonyme des Fonderies et Forges d'ALES (Gard) demande la concession des mines de fer de la vallée de la Lende. Le périmètre sollicité porte sur les communes de Fons, Ailhon, Morcuér, Saint-Etienne de Fontbellon^{et}/Saint-Sernin. En 1861, ce périmètre cité ci-dessus a été divisé en deux parties d'un commun accord par une ligne de séparation allant du clocher de Fons à l'embouchure du ruisseau de Chaumezellon (voir fig. 33).

Une clause entre la Compagnie Fondrier et les forges d'ALES et la Compagnie des Fonderies et Forges de Terre Noire, La Voulte et Bessèges ; la partie Nord, dite d'Ailhon, est dirigée par cette dernière Société et la partie Sud, dite de Merzelet, est dirigée par la Société des Fonderies et Forges d'ALES.

La concession des Mines de fer d'Ailhon, qui a été instituée en 1862 sur une étendue de 882 hectares, au profit de la Compagnie de Terre Noire, La Voulte et Bessèges, a été exploitée sans grand succès à cause de l'extrême pauvreté du minerai entre 1876 et 1878. En 1890, lors de la faillite de la Compagnie de Terre-Noire, cette concession a fait partie d'un lot qui a été adjugé à la Compagnie des Forges d'ALES. Cette Compagnie n'a jamais cherché à reprendre l'exploitation abandonnée en 1878.

En 1911, cette Société (Compagnie des Mines, Fonderies et Forges d'ALES) renonce à la concession des mines de fer d'Ailhon. Depuis, toutes les exploitations restent inexploitées.

- a) Description microscopique de la minéralisation

Les études effectuées sur plusieurs lames minces et sections polies, sur les différents échantillons du minerai pris dans les déblais stockés ou éparpillés à l'entrée des galeries de Merzelet et de Chaune, ont révélé les faits suivants :

La gangue : carbonates, très exceptionnellement quelques grains fins clastiques de quartz anguleux, qui s'associent avec les cristaux lamellaires et allongés de barytine. Celle-ci apparaît également en petits agrégats irréguliers et dispersés, ou en cristaux (petits ou allongés) groupés en éventails. Elle est souvent remplacée par l'oxyde de fer (limonite). Elle s'associe souvent avec les carbonates, ou parfois elle est cernée par la limonite et remplacée par celle-ci.

Le minerai : La limonite est amorphe, souvent très abondante et dense ; elle remplace parfois les carbonates. Suivant les différents échantillons, on voit le début du remplacement du carbonate par les hydroxydes de fer (limonite) tandis que dans l'autre, c'est la phase terminale du remplacement.

La goethite apparaît en croûtes à structure sphérolitique et en cristaux lamellaires cernant assez souvent les éléments de la gangue, particulièrement la barytine.

La lépidocrocite se dessine souvent en très beaux cristaux lamellaires, parfois associée avec la goethite qui tantôt cerne la lépidocrocite, tantôt est entourée de lépidocrocite.

- Psilomélane (cryptomélane) à structure amorphe. Il est souvent abondant et barytique car l'attaque de H_2O_2 à 110 volumes est relativement lente. Au contraire, dans quelques autres échantillons, cette attaque est vive, ce qui révèle l'existence du potassium. Le cryptomélane a parfois remplacé les cristaux de la gangue, en particulier les cristaux rhomboédriques du carbonate. Il cerne les cristaux d'hématite s'ils coexistent ou, au contraire, l'oligiste cerne le psilomélane.

- L'hématite bien cristallisée se présente rarement, parfois associée avec le psilomélane.

Dans ce cas, on voit ce dernier au centre, hématite autour, ou inversement.

- La Marcassite, cristallisée, est très rare.

- La polianite (MnO_2) apparaît en fines aiguilles. Dans les différents cas, elle se trouve toujours dans des crevasses ou fissures (qui existent dans les échantillons). Par conséquent, il est permis de penser qu'elle est secondaire et peut être le résultat du lessivage du psilomélane.

La succession paragénétique de ces minerais peut s'établir de la façon suivante :

Limonite

Goethite

Lépidocrocite

Psilomélane

Hématite

Marcassite

Polianite

Dans la région de Costillon, entre les localités Combieu et Claux (commune de la Chapelle-sous-Aubenas), parmi plusieurs déblais de minerai de fer en stock près de l'entrée de l'ancienne galerie d'exploitation actuellement utilisée pour l'alimentation en eau de cette commune, j'ai recueilli de nombreux échantillons au hasard. Les études micrographiques de ces derniers m'ont révélé les caractères suivants :

La gangue :

- Les carbonates apparaissent en très fins cristaux isogranulaires,

- La barytine se dessine en cristaux allongés en éventail, ou en cristaux dispersés dans la limonite.

Les minerais :

- La limonite envahit tous les interstices entre les cristaux en leur offrant un relief accusé. Elle est parfois très dense et apparaît en amas arrondis ou en fines traînées se localisant entre les cristaux de barytine. Elle remplace souvent cette dernière. Elle donne une pigmentation brun foncé à la roche.

- La pyrite, assez rare, parfois automorphe, ou en petites plages arrondies, est disséminée dans la limonite. Cet aspect permet de supposer que tout au moins une très petite partie de la limonite provient de la transformation de l'ancienne pyrite car on voit des fantômes de cristaux de pyrite (voir photo 39). Par endroits, la pyrite est pseudomorphosée par la limonite et la barytine.

- La goethite apparaît assez abondamment, ^{elle} ou se dessine en sphérulites ou en agrégats lamellaires.

- La lépidocrocite apparaît en très beaux cristaux lamellaires.

- Le psilomelane barytique (H_2O_2 110 volumes - attaque relativement lente à cause de la présence de $SO_4 Ba$).

- La polianite en fins cristaux.

La succession paragénétique s'établit de la façon suivante :

Pyrite

Limonite

Goethite

Lepidocrocite

Psilomelane

Polianite

Certains échantillons carbonatés très ferrugineux (limoniteux) provenant de la même localité, sont riches en blende xénomorphe, les fins cristaux de blende se logeant entre les interstices des cristaux de carbonate (dolomie). Elle remplace celle-ci. Trace de galène.

- b) Genèse et état du minerai

Selon les données actuelles, la teneur moyenne en fer du matériel dissous dans les eaux courantes du monde est de 2,75 % (W.H. TWENHOFEL 1950, in M.L. BUBENICEK 1960).

Le transport du fer en solution dans les eaux continentales n'est pas encore bien élucidé. Suivant la considération chimique, sur le plan géologique : le lessivage continental du fer conduira à des précipitations abondantes au contact de l'eau fluviatile (eaux douces) et de l'eau à salinité assez élevée (eaux marines) (CATANO-GARELS, 1950 in A. BERNARD 1960, et W. H. TWENHOFEL 1950, in M. L. BUBENICEK 1960) (à cause de la fréquence des électrolytes).

Les dépôts ferrugineux du Trias moyen sont conditionnés par quelques facteurs géologiques :

- 1) Rôle paléogéographique,
- 2) Rôle des mouvements épirogéniques,
- 3) Rôle climatique.

- 1^o) Rôle paléogéographique :

Les dépôts de minerai de fer accompagné de minerai de manganèse dans les bassins du Trias moyen à faciès lagunaire, ne sont pas loin des paléoreliefs. Ces minerais se trouvent par exemple dans la région de Saunilhac près de l'Apophyse granitique de Sanilhac. Ainsi qu'entre l'Apophyse granitique de Largentière et celle d'Ailhon, entre lesquelles le

minéral a un grand développement. L'existence de ces apophyses est justifiée par l'amincissement et la réduction du dépôt au Trias inférieur et moyen, vers ces paléoreliefs (R. YAZDI 1964 b). En ce qui concerne l'apophyse granitique d'Ailhon qui apparaît en fenêtre au sein des formations triasiques dans la localité d'Ailhon : je n'ai pas pu effectuer des coupes lithologiques pouvant fournir des données supplémentaires.

- 2^o) Rôle des mouvements épirogéniques :

J'ai mis en évidence (R. YAZDI, 1964, b) que lors des dépôts du Trias moyen existaient des mouvements épirogéniques très accentués et l'importance de ces mouvements provoquait la formation d'un bassin épirogénique du Trias moyen, mis en évidence dans la région de Largentière par la réduction des dépôts à l'Ouest et l'accumulation, à l'Est, de formations salifères subsidentes.

Le bassin du Trias moyen, à faciès lagunaire, comprend en effet, quelques saillies accentuées par les mouvements épirogéniques lors du dépôt de cet étage.

Ces mouvements qui agissent (en particulier pour la saillie de Largentière et celle d'Ailhon) sur le processus de formation du minéral de fer et de manganèse, exercent aussi leur influence sur la composition qualitative de ces minerais :

- Le minéral de fer cloisonné,
- Le minéral cloisonné mamelonné,
- La présence des enduits noirs et brillants de minéral de Mn, sur le minéral de fer cloisonné.
- La présence des formations calcaréo-dolomitiques ferrugineuses d'aspect pierreux comportant souvent des nodules de minéral de fer à noyau de calcaire pierreux.

Ces formations d'aspect pierreux se trouvent presque toujours dans la partie inférieure du niveau ferrugineux, là où les agents atmosphériques avaient moins d'influence.

- La présence des fines aiguilles microscopiques de polianite secondaire se trouvant dans l'axe de chenaux (qui existent dans les échantillons) et qui est le résultat du lessivage du psilomélane.

- 3°) Rôle climatique

La présence de formations salifères et du minerai de fer dans le Trias moyen atteste l'existence d'un climat chaud et humide lors des dépôts de cet étage.

Il semble bien que ces facteurs climatiques aient joué un rôle considérable dans le processus du minerai de fer de cet étage, en particulier au moment où il existait tout au moins une partie du bassin émergée ou quasi émergée (subaquatique) d'où la présence des minerais mamelonnés cloisonnés et du minerai secondaire et sable ferrugineux dans les espaces vides entre les cloisons ... etc ...

Les nodules ferrugineux, à noyau de carbonate pierreux, prouvent que ces derniers proviennent de la décomposition des carbonates (des roches encaissantes) : ceci permet de penser que le minerai cloisonné provient de la décomposition ^{du} minerai carbonaté sous l'action des facteurs atmosphériques.

C/ - ETUDE DE LA MINERALISATION DU TRIAS SUPERIEUR

- a) La barytine

1) Etude descriptive

Dans la zone supérieure des grès grossiers conglomératiques (niveau terminal) du Trias supérieur, la barytine se présente sous deux formes, l'une de couleur grise ou rosâtre, cristallisée, disséminée dans la roche, soit dans les grès grossiers, soit dans les formations calcaires dolomitiques ou les dolomies marneuses (par exemple sondage R.V.) ; l'autre, de couleur blanc rosé, claire, bien cristallisée, saccharoïde ou massive, se présentant en filonnets de toutes directions. La puissance de chaque filonnet varie de quelques millimètres à 10 cm environ, ils peuvent parfois se suivre sur plusieurs mètres. Ce dernier cas est bien représenté dans la région d'Aubenas.

2) Hypothèse génétique

De l'ensemble des observations de la barytine accompagnant la dolomie et les éléments constitutifs du niveau du Trias à différentes échelles, il ressort qu'il est difficile d'imaginer une origine autre que sédimentaire. Comme on trouve par endroits, au-dessus et au-dessous des niveaux argileux et marneux, de la barytine constituant partiellement le

ciment de la roche, on ne peut pas imaginer qu'une venue hydrothermale se soit localisée de préférence sous ces couches argileuses qui auraient joué soit-disant le "rôle d'écran" dans les différents grès, parfois assez largement poreux.

L'hypothèse d'un lessivage de roches anté-triasiques qui auraient contenu la barytine peut-être en traces (voir le tableau cité ci-dessous), ou en filons peut être prise en considération, bien que j'aie montré qu'il y ait eu des venues de quartz lors de la sédimentation au Trias moyen dans la région de Largentière et anté-triasique dans la région de Merzelet. Ces deux dernières venues de quartz sont entièrement stériles.

Teneur moyenne en Baryum dans l'écorce terrestre d'après K.K. TUREKIAN et K. HANS WEDEPOHL (1961) (en p.p.m.) :

Granite riche en Ca	420
Granite pauvre en Ca	820
Schiste	580
Argiles profondes	2 300
Carbonates profonds	190
Grès	X
Carbonates	10

D'après W.V. ENGELHARD (1936) (in K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA 1950)

Granite	420
Roche basique	60
Syénite et trachyte	1 600

Dans la vallée de la Ligne à Chandeubry, plus exactement juste au-dessus de ce hameau, au bord du chemin allant de Courte d'Aureil à Vedignac, on voit un filon de quartz très riche en barytine rose ayant une épaisseur de 2 m environ qui a traversé les formations lies de vin du Permien ; on peut le suivre sur 250 m environ étant donné qu'il existe dans cette localité une faille entre le Trias et le Permien, il semble que le filon de quartz n'intéresse pas le Trias.

La barytine participant aux roches clastiques (grès) et chimiques (calcaréo-domitiques) du Trias a donc pour origine le remaniement et lessivage des formations et des filons anté-triasiques riches en barytine par des solutions chlorurées. La solubilité du sulfate de baryum est très faible, tandis que celle du chlorure de baryum est élevée. Suivant les auteurs soviétiques (P. M. TATARINOV - 1957) les eaux de surface contenant du chlorure de baryum se mélangent avec les eaux du bassin à une certaine salinité (les eaux marines ou similaires à celles de la mer), porteuses d'ions SO_4 et le sulfate de baryum se précipitera.

Pour les dépôts de sédiments riches en barytine, G. ROGER (p. 91 - 1962) a émis une hypothèse selon laquelle il prétend à la nécessité de la réunion des trois conditions principales : une stabilité orogénique suffisante pour permettre une altération chimique appréciable, la proximité de filons barytiques et la circulation de solutions chlorurées.

La nécessité de la stabilité orogénique que cet auteur introduit dans son hypothèse pour la présence de la barytine dans les dépôts de sédiments ne doit pas être prise en considération tout au moins dans les formations clastiques du Trias supérieur de la contrée étudiée, car la fréquence des biseautages et amincissement des couches, les formations obliques et entre-croisées, indiquant des dépôts torrentiels et également des formations grossières allant parfois jusqu'au conglomérat montrant un apport important et à faible transport, indiquent un bassin constamment proche de l'émersion, due à une reprise de l'activité orogénique.

- b) Les niveaux ferrugineux

Etude descriptive de la minéralisation

Dans le Trias supérieur se trouve, à plusieurs endroits, un grès très grossier et l'on remarque des intercalations des couches ferrugineuses, parfois remarquables par leur forte teneur en fer ; mais leur intérêt économique est nul. L'une de ces intercalations affleure près de la ferme Salèdre (non loin du col de l'Escrinet) au bord de l'ancien chemin de fer. A cet endroit, on peut lui attribuer une puissance de 1 mètre environ pouvant se suivre sur plusieurs mètres. Une autre affleure dans les caniveaux au bord de la route allant de Vernade à Merzelet près de ce dernier où le minerai se présente également en teneur assez notable sous forme de minerai cloisonné, en amas dense. La particularité du grès ferrugineux de la première localité (la région de Salèdre) réside dans un ciment fortement ferrugineux, auquel la roche doit sa couleur brun-rouge presque uniforme. Dans la même localité, où la roche est assez friable et poreuse, le ciment ferrugineux, qui peut être parfois jaune ocre, est le plus souvent extrêmement pulvérulent. A première vue, on peut donner à ce ciment ferrugineux le nom général de "limonite".

A la loupe, ainsi qu'en section polie, il apparaît non cristallisé.

Près de Merzelet, la roche comporte également des amas ferrugineux cloisonnés accompagnés de croûtes mamelonnées brun foncé et noir lustré à éclat métallique.

En lame mince on voit des oxydes ou hydroxydes de couleur brun foncé, denses, souvent opaques.

Les études des sections polies montrent les caractères suivants :

Les associations du minerai de fer font une structure et texture quasi rubannée (voir photo 40) ou en noyau, dans laquelle le centre est en limonite.

La limonite présente une structure colloïdale.

L'oligiste se dessine en amas à structure microgrenue.

La goethite apparaît en mince croûte discontinue se développant sur la zone limoniteuse. Elle se dessine en fibre montrant une structure sphérolitique. Elle remplace la limonite, celle-ci est parfois associée avec l'oligiste montrant une structure cryptocristalline.

La lépidocrocite apparaît en cristaux fibreux ou lamellaires se trouvant à la périphérie des structures sphérolitiques de la goethite.

La polianite (Mon 02) est rare et se présente en petits cristaux groupés.

Quelques micro-fissures à peine rectilignes recoupent la roche et sont remplies par des carbonates et de la limonite.

D'après les études à l'échelle microscopique on peut dresser la succession paragenétique ci-dessous :

- Eléments clastiques : quartz, feldspaths, micas, éléments phylliteux.

- Le minerai et la gangue sont :

Limonite

Oligiste

Goethite

Lepidocrocite

Polianite

F i s s u r a t i o n

Calcite

Limonite

CHAPITRE III

ETUDE DE LA MINERALISATION DU LIAS ET DU JURASSIQUE MOYEN

Etude descriptive des minéralisations : la localisation et description des principaux indices.

- 1) La minéralisation se présente en mouchetures, isolées, dans n'importe quel terme de formation sédimentaire lithologiquement variée.

- 2) La minéralisation présente une extension importante, dans l'espace et dans le temps.

I) La minéralisation se présentant en mouchetures se rencontre un peu partout.

A la base de l'Hettangien, un niveau minéralisé a été mis en évidence : au lieu dit Champdonas (à Vesseaux). Il s'agit d'un banc de calcaire bréchiq compact et très largement recristallisé, de 10 cm de puissance, où la minéralisation se présente sous l'aspect de mouches de galène et de pyrite.

Lias supérieur : les bancs calcaires marneux, oolithiques à Hildoceras bifrons montrent une minéralisation en malachite, soit en fines mouches, soit en grosses taches. Celle-ci est bien représentée dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, surtout aux bords de la route D.356, reliant R.N. 104 à Saint-Michel-de-Boulogne : la roche encaissante est un calcaire détritique gréseux où le nombre et la taille des grains de quartz varient d'un banc à l'autre.

L'Aalénien montre parfois de fines taches de pyrite auxquelles s'ajoutent de fines mouches de malachite.

II) La minéralisation présentant une extension importante apparaît sous deux formes :

A) - Associations de galène, blende, pyrite, calcopyrite et barytine.

Cette minéralisation se trouve dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne au lieu dit Champagnac où elle se localise entre les formations peu gréseuses du sommet du Sinémurien (Lotharingien), assez riche en Gryphaea cymbium Lamarck, et la base du Toarcien moyen, calcaire marneux oolithique riche en Hildoceras bifrons Brug.

Cette zone présente un intérêt particulier en raison de la minéralisation que l'on y trouve et de la très notable réduction de puissance (voir figure n° 23) de part et d'autre de la zone minéralisée en approchant vers les paléoreliefs. Autrement dit, la présence de cette minéralisation dans l'axe d'un sillon où les formations ont le maximum d'épaisseur.

La zone minéralisée présente un ensemble de caractères lithologiques et stratigraphiques qui vont se maintenir sur toute l'étendue où se présente la minéralisation, mais les caractères changent assez sensiblement vers les paléocroupes (voir plus haut), parallèlement à la réduction des dépôts. Autrement dit, le maximum de puissance s'accompagne d'une minéralisation en minerai de plomb, zinc, fer et baryum (dans l'axe du sillon).

B) - La minéralisation en sulfate de baryum.

Les calcaires gréseux de l'Aalénien (le niveau 2) entre les lieux-dits : La Prade et Coustouille (Saint-Etienne-de-Boulogne) sont extrêmement riches en barytine, où parfois la barytine constitue une grande partie de la roche. L'augmentation de la fréquence de la barytine dans celle-ci est tantôt rapide, tantôt progressive. Le calcaire gréseux barytique constitue une masse importante où il peut être visible pendant 6 m de hauteur, pouvant se suivre sur 600 m de long environ. Les formations barytiques se localisent juste dans l'endroit où le Lias, en particulier le Lias supérieur, a le maximum d'épaisseur.

Les lamelles de barytine ont une taille de quelques millimètres à plusieurs centimètres ; dans ce cas, les cristaux sont un peu courbés, la roche encaissante est parfois silicifiée.

Micrographie :

La roche est un calcaire gréseux à ciment calcaire marneux microcristallin et à barytine, où cette dernière peut parfois être le constituant essentiel de la roche. Elle montre toujours une structure grenue lamellaire. Les cristaux de barytine se dessinent en prismes allongés, isolés, souvent groupés en éventails et en rosettes. Très rarement les lamelles de sulfate de baryum pénètrent dans d'autres cristaux de barytine, les traversent quelquefois ainsi que l'extinction permet de s'en apercevoir en lumière polarisée (voir photo 41). Les grains détritiques quartzeux sont rares ou assez fréquents. Parfois des individus de quartz sub-idiomorphes sont inclus dans les cristaux lamellaires de barytine. Calcite, trace de limonite.

Dans les grès, on remarque parfois que le ciment est partiellement ou entièrement siliceux, à structure cryptocristalline. Dans les bancs partiellement silicifiés, appartenant au niveau barytique, on a des grès à ciment calcédonieux où les grains de quartz clastique dominant largement, avec association de calcite, de glauconie, de feldspaths (très rares) et traces d'oxyde de fer.

- Etude de la minéralisation et hypothèse génétique du minerai plombo-zincifère.

1 - Caractères des roches encaissantes :

a) - Nature des roches encaissantes

La minéralisation se présente dans des roches sédimentaires qui montrent des faciès variés ; elle peut exister également dans presque tous les termes de la série stratigraphique, depuis des termes détritiques conglomérat de base, des grès grossiers à fins, des marnes un peu gréseuses, ainsi que dans des termes chimico-détritiques (calcaire gréseux) ou même chimiques (dolomie).

Au Trias, ce sont les termes clastiques (Trias inférieur) et le terme chimique (Trias moyen) qui sont minéralisés. Au Lias, ce sont les termes chimico-détritiques qui sont minéralisés. Les marnes

D'après les études lithologiques effectuées dans la formation Triasique et celle de la formation liasique, il semble bien qu'il n'existe pas de relation entre la minéralisation et la granulométrie de la roche et l'existence ou l'absence du ciment, car la minéralisation triasique de Largentière se présente dans toutes les formations clastiques (du conglomérat gréseux au grès arkosique grossier et fin). La roche n'y montre presque jamais un ciment carbonaté, et parfois le ciment est constitué d'une très fine pellicule d'élément phylliteux, ou bien les grains sont impressionnés les uns contre les autres (grès à grains jointifs), ou les grains clastiques quartzeux comportent de la silice de néoformation et encore dans ce cas la roche peut être un grès quartzitique, ou franchement une quartzite, mais la minéralisation se présente ou peut se présenter dans toutes ces roches lithologiquement variées.

On ne peut appliquer par conséquent ici l'idée de A. BERNARD (1958) qui envisage le problème du dépôt des métaux lourds pour des gisements similaires à ceux qui nous intéressent (Largentière). "La surface des carbonates de calcium et de magnésium absorberait le plomb pendant leur croissance".

P. ROUTHIER (1963 p. 398) signale que d'après divers auteurs il faudrait envisager une sulfuration diagénétique en deux étapes : absorption de Pb et zinc par les minéraux argileux.

- Désorption et précipitation de sulfures où la matière organique joue un rôle capital.

Une étude par diffractométrie en vue de la détermination des fractions argileuses a été effectuée sur 18 échantillons appartenant au sondage Gx (Largentière). Ces échantillons sont choisis entre le sommet du socle Permien et la base du Trias moyen. Les résultats sont exprimés sous la forme d'un sondage semi-proportionnel, qui sont mentionnés dans le tableau n° 1. On remarque que tous les échantillons sont choisis suivant le changement de leur faciès. Ils comportent seulement l'illite, sauf l'échantillon n° L 12 qui est un grès grossier comportant des joints marneux micacés (1/10 Montmorillonite 9/10 illite), et dépourvu de la minéralisation.

Les fragments charbonneux ont été remarqués dans le même sondage entre 33,69 - 33,99 dans un schiste noir minéralisé en blende.

Dans le sondage carotté de V V au lieu dit Mas du Bos, on remarque de 49,10 à 49,25 m, des marnes noires schistoïdes micacées, gréseuses, très finement litées (shale noire), à structure schisteuse très finement foliacée (à éléments très finement foliacés), comportant d'abondants fragments charbonneux n'ayant aucun indice minéralisé visible au microscope.

Y a-t-il une relation entre l'illite et la minéralisation ?

En tenant compte d'une part : de l'existence d'illite dans tous les échantillons analysés (voir tableau n° 1) et, d'autre part, le cas particulier offert par les structures en feuillets de certains minéraux argileux (le cation interchangeable peut être remplacé par un cation plus actif), on peut suggérer le rôle de ces minéraux argileux dans l'absorption des minerais lourds Engelhardt 1936, Correns 1939 in Bernard 1958). Mais on peut se demander pourquoi dans tous les différents faciès où l'illite est présente la minéralisation peut manquer.

Néanmoins, la propriété des minéraux argileux dans la concentration du minerai doit être tenue en considération, au moins en partie.

b) - Couleur des roches encaissantes

Ici les minéralisations de la formation sédimentaire apparaissent dans des dépôts : de couleur gris très blanc et gris (grès du Trias inférieur), beige rosé ou gris (Dolomie du Trias moyen), gris brun ou gris clair et gris foncé (Lias moyen).

2 - Mode d'occurrence de la minéralisation

A - Influence Paléogéographique

1 - Milieu de dépôt :

Le Trias étant constitué essentiellement par les formations clastiques grossières soulignant l'intense érosion des reliefs au cours de ces dépôts, est transgressif sur le socle cristallin au Nord et au Sud d'Aubenas, et en partie sur le Permien de la région de Largentière, ayant un faciès continental.

Les dépôts du Trias inférieur, dans la région de Largentière, au bord de la route D 435 entre Mercuer et le lieu-dit de DAÛS dans la carrière du Pont-Neuf (au lieu-dit le Bois-du-Malpas) et dans la région de Saint-Julien-du-Serre, renferme des débris de plantes charbonneux. Ces plantes se trouvant dans 0,20 m de marnes finement feuilletées dans la carrière du Pont-Neuf, montrant les particularités du roseau, il s'agit donc de marnes à roseaux.

A la bordure ouest du plateau DAÛS sur la commune d'Ailhon, le grès fin et compact du Trias inférieur se débite en dalles, celles-ci ont montré des empreintes et contre-empreintes de pas de Cheirotherium (A. BLANC 1962) accompagnées de fractures de dessèchement et de très beaux cubes de pseudomorphose de sel gemme. Par conséquent, les formations arythmiques du Trias inférieur renfermant des fragments charbonneux prouvent une origine continentale des éléments du sédiment mais n'offrent pas un argument suffisant pour déterminer le milieu de sédimentation. La morphologie des dépôts présente des caractères qui ne sont pas franchement continentaux car dans ces dépôts, on remarque un grano-classement de la base vers le sommet, avec parfois récurrence de séquences brutalement négatives, où la dimension moyenne des galets est de 4 cm. Dans la formation de base, mais en général la granulométrie des éléments clastiques essentiellement quartzeux, souvent anguleux, s'étend de 0,1 à 1 cm.

L'aplatissement et la dissymétrie des galets est faible, ce qui fait penser à une formation marine.

La présence d'empreintes et de contre-empreintes de Cheirotherium indique un milieu peu profond de sédimentation gréseuse triasique.

LIAS

Quoiqu'il en soit, un régime indiscutablement marin a régné à la base du Lias, formé par des roches carbonatées, riches en fossiles marins (séquence positive). Au sommet du Sinemurien, la formation franchement marine continue, mais avec changement de régime à partir duquel se forme un dépôt chimico-détritique (séquence négative). L'absence et la présence de quelques étages ne prouvent pas que la formation succédant à celle du Lias inférieur ne soit pas marine.

Les autres formations minéralisées en B. P. G. C. et sulfate succédant à celles du Sinemurien renferment plusieurs micro et macrofaunes marines telles que : Textularidées, Foraminifères enroulés, Miliolidés, plusieurs Brachiopodes, Gastéropodes, Ammonites et du plancton. Excepté juste au sommet de la formation liasique, avant la transgression du Bajacien, où entre les formations, j'ai mis en évidence plusieurs petits chenaux entre Privas et les Vans, indiquant une remontée du fond (les chenaux sont remplis par des formations conglomératiques très grossières).

2 - Sédimentologie :

Les études effectuées sur les roches encaissantes n'ont jamais montré de relation entre la minéralisation et la granulomètre ou entre la minéralisation et la nature du ciment.

La minéralisation est beaucoup moins importante dans les formations montrant une séquence moins oscillante, plus brutalement positive.

Les stratifications obliques ou entrecroisées de formations clastiques du Trias inférieur de la Vallée du ROUBREAU et du Lias moyen (au Nord d'Aubenas) ne montrent aucune relation avec les minerais plombo-zincifère.

Les ripple marks sont peu ou pas représentés dans le Trias inférieur et sont absents au Lias.

B - Influence Paléomorphologique

1 - Paléomorphologie du socle

Le granite porphyroïde de Saint-Andéol-Largentièrre affleure à quelques centaines de mètres au Sud de Saint-Andéol et il se poursuit jusqu'à Largentièrre (en disparaissant parfois sous la couverture sédimentaire), puis il réapparaît à Sablière plus au Sud.

Ce granite affleure suivant la direction N NE - S SO et comporte plusieurs apophyses d'orientation différentes : celle de Sablière, N E d'après Q. A. PALM (1957) et celle de Largetière, N 140 E.

Ce granite porphyroïde représente une masse très importante en profondeur. Il est possible qu'il existe entre les deux apophyses de Sablière et Largetière une faille anté-triasique.

Toutes les apophyses ne se présentent ni sur une ligne droite, ni sur le même niveau (voir fig. 35). Ces apophyses, sur lesquels se déposaient les dépôts du Permien et du Trias, ont provoqué des milieux de sédimentation variés où les facteurs de la paléogéographie diffèrent.

Ainsi, au cours de la sédimentation triasique, l'apophyse granitique de Largetière a joué un rôle important : lors de la formation et de la concentration du minerai, ce phénomène n'a pas pu se réaliser aux environs et au Nord d'Aubenas.

2 - Paléogéographie des dépôts minéralisés

Dans le Trias inférieur de Largetière, la minéralisation majeure se trouve dans un chenal ~~et~~ formé de gouttière. Dans la zone où l'épaisseur des dépôts diminue, la minéralisation est très pauvre sinon absente (régions de Sanilhac à l'Est, de Villeneuve-de-Berg à l'Ouest), (voir fig. 34 et 36).

Dans le Lias moyen, la minéralisation se trouve uniquement dans l'axe des grands sillons de sédimentation (zones d'épaisseur maximum des strates), elle est absente lorsque l'épaisseur des bancs de roches encaissantes diminue (Domerien) en bordure de ces dernières (voir fig. 23, 35 et 36).

J'ai mis en évidence, d'après les faciès lithologiques et les fossiles, le fait que, quand on trouve la minéralisation dans le sillon du Lias, la roche encaissante (Domerien) est entièrement absente sur les deux paléoreliefs (croupes) bordant le sillon (voir fig. 35). Par exemple au Sud-Ouest (la vallée du Buis, Pont-de-Poisson), où le Sinémurien forme des bancs calcaires à faciès sublithographiques, gris bleuâtre, à nodule siliceux et est surmonté par la formation du Toarcien moyen (riche en Hildoceras biffrons) et l'Aalénien inférieur, celui-ci comporte, dans l'axe du sillon, de la barytine en cristaux lamellaires. Au sommet de l'affleurement, la roche est presque formée par la barytine rosâtre ou blanchâtre. Ce niveau fait défaut sur les deux paléoreliefs.

C - Rôle des Paléocourants

La recherche des paléocourants du Trias inférieur dans la vallée du ROUBREAU a donné des résultats suggérant des déplacements suivant les directions N 220 E, N 140 E et plus rarement N 80 E.

Au lieu-dit "CHAMPAGNAC" (Saint-Etienne-de-Boulogne), la direction du paléocourant du Lias moyen et supérieur étant déterminée également par l'orientation des grands axes de grains et galets de quartz, montre une direction de courant très nette N 120 E à N 140 E. Le sens est parfois indiqué par le fait que certains grains placés exceptionnellement en travers du courant ont donné une accumulation de grains en amont. Au Nord et Nord-Ouest immédiats, n'affleurent que les socles cristallins et le faciès clastique du Lias moyen, indiscutablement marin, prend l'aspect d'un faciès côtier.

D - Rôle de la diagénèse et de l'épigénèse

Après la sulfuration au cours de la diagénèse sous l'action du SH 2, résultant de la décomposition des matières organiques et l'enfouissement par les dépôts postérieurs, il y aurait des fissurations, des néoformations de silice, des mobilisations de métaux sulfurés et de la barytine (suivant les idées de A. BERNARD et P. ROUTHIER).

1) - Les différentes formes et aspects de la blende démontrent bien la recristallisation de celle-ci : la blende brune xénomorphe renferme des impuretés de fer et de Mn (d'où sa couleur foncée) ; au cours de sa mobilisation et recristallisation en blende jaune ou encore en blende blonde (très claire) il y a évacuation de ces impuretés.

2) - La présence de barytine participant au ciment et associée avec des cassures provient de l'imprégnation post-diagénétique des roches minéralisées. L'eau emprunte les sulfates aux couches contigües et surtout aux couches sus-jacentes (Aalénien inférieur), richement minéralisées dans l'axe du sillon en barytine.

Dans la même localité, dans l'axe du chenal, l'Aalénien inférieur montre, sur quelques mètres d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de long, des amas très importants de barytine blanche et rosée. Elle est associée avec du calcaire gréseux ou grès à ciment calcaire. Quand on monte dans l'étage, on s'aperçoit que la barytine domine très largement à tel point que parfois la roche est presque barytique, les cristaux à structure lamellaire en éventail ou en rosette se recoupant les uns les autres sont très allongés (voir photo 41), leur taille varie

de quelques millimètres à quelques centimètres. Cette grandeur prouve que ces cristaux ne se sont pas formés au cours de la diagénèse mais post-diagénétique dans un milieu où l'existence de l'eau, pour la mobilisation, la recristallisation et l'agrandissement des cristaux de barytine est indispensable.

- L'existence de silice authigène se présentant à tous ces niveaux en association avec les métaux sulfurés ou sulfatés, ainsi que la transformation de galet de quartzite (voir photo 42), permettent de supposer l'existence d'une paléonappe aquifère, conditionnée par la présence d'un niveau favorisé par des conditions favorables à la remobilisation, recristallisation et reconcentration des minerais sulfurés et sulfatés. Le sommet de l'Héttangien étant constitué de calcaires marneux et de marnes en plaquettes, constitue un niveau imperméable.

- Il est intéressant de noter qu'à l'échelle régionale on n'observe pas une relation entre la minéralisation en barytine et en minerai plombo-zincifère.

Par exemple, le minerai plombo-zincifère triasique de Largentièr n'est presque jamais associé avec la barytine. Celle-ci se trouve uniquement dans la lentille minéralisée de la vallée du ROUBREAU. Le minerai plombo-zincifère du Lias est pauvre en barytine et ne montre aucune relation avec celle-ci quand il est dispersé dans la roche et même quand il est mobilisé, sauf les minerais associés à des diaclases ou à des cassures (minerai épigénétique) auxquels la barytine s'associe toujours. D'ailleurs, à la base de l'Aalénien, dans l'axe du sillon, la formation très importante de barytine est entièrement stérile en minéralisation plombo-zincifère.

- La glauconie se présente très rarement mais elle n'est pas associée avec la minéralisation.

2 - Minéraux détritiques et leur minéralisation

Dans les dépôts clastiques du Trias inférieur (minéralisé à Largentièr), les associations minérales sont relativement importantes : parmi les éléments constitutifs de la roche détritique (arénite, arénorudite ou rudite) les grains clastiques quartzeux constituent la partie essentielle de la roche, auxquels s'associent les feldspaths en pourcentages variables selon le faciès (ce pourcentage varie de 2 à 25 %). Entre ces cristaux de feldspaths détritiques, les feldspaths potassiques sont d'ordinaire plus abondants et mieux conservés que les plagioclases. Ces derniers sont souvent des albites très rarement intacts. D'autres éléments moins importants sont présents : biotite, mica blanc, chlorite, débris de bois carbonneux, tourmaline (verte ou brune) safrane verte, rutile, sphène, leucoxène, zircon, épidote, enfin galet de grès, micro-quartzite, provenant du socle cristallin et traces de limonites.

Les minéraux constituant généralement le ciment de la roche sont :

Eléments phylliteux, calcite, dolomite, silice à structure microgrenue, chert, pyrite, marcassite, barytine, chalcoppyrite, galène et blende.

Dans les dépôts chimico-clastique, (calcaire gréseux arénorutite et arénite) du Lias moyen, les associations minérales sont pauvres. Les éléments clastiques du Lias sont essentiellement représentés par des quartz et des feldspaths altérés, chlorite, tourmaline, glauconie, microgalets de quartzite, fragments de calcaire marneux.

Le ciment est constitué essentiellement par la calcite à laquelle s'associe les minéraux suivants dont on peut établir la succession paragénétique citée dans le tableau 6.

LE DIMENT	H O L D E S T R U C T U R E	Calcite blanche <u>Barytine en lamelles importantes</u> <u>Quartz de nourrissage</u> <u>Calcédoine, opale (2)</u> <u>Galène xénomorphe (3)</u> et sub-automorphe <u>Blende brun -</u> jaune clair - xénomorphe ou automorphe (4)	F i s s u r a t i o n traversant les autres fissures	Calcite blanche (5) <u>Barytine en grands</u> <u>cristaux (6)</u> <u>Blende blonde</u> (7)
<u>Calcite</u> <u>Barytine</u> <u>Silice de nourrissage & quartz</u> <u>automorphe, authigène</u> <u>Opale, calcédoine</u> <u>Galène (xénomorphe) (1)</u> <u>Blende brune foncée</u> (xénomorphe) <u>Pyrite</u> <u>Chalcoppyrite</u>				

TABLEAU n° 6

La succession paragenétique de la minéralisation plombo-zincifère du Lias moyen.

- (1) Il n'est pas du tout facile de distinguer la galène diagénétique isolée lorsqu'elle est dispersée dans la roche avec celle qui est tardi-diagénétique.
- (2) Opale et calcédoine post-diagénétiques ont souvent épigénisé partiellement ou totalement les organismes (voir photo 43) et parfois les autres constituants. Entre les croûtes successives d'opale et de calcédoine, il ne se voit pas d'impuretés de sulfures métalliques.
- (3) La galène post-diagénétique xénomorphe se trouve dans les fissures où elle épigénise partiellement ou entièrement les organismes. Parfois, elle se présente en cristaux sub-automorphes isolément dans la roche ou dans les microfissures.
- (4) La blende brune claire se présente assez fréquemment en cristaux auto ou sub-automorphes, isolés ou rassemblés dans la roche, ou des cassures, ou bien elle épigénise les fines structures réticulées du squelette des débris d'Echinodermes. Elle se trouve également entre les zones de nourrissage quartzeux.
- (5) La calcite épigénétique se distingue de la diagénétique quand elle se trouve dans les microfissures, blanche, souvent iso-gramulaire.
- (6) La barytine épigénétique apparaît en grandes lamelles, elle remplit souvent les cassures.
- (7) La blende se présente en très beaux cristaux automorphes. Elle se trouve presque toujours dans les fissures auxquelles s'associe la barytine et la calcite.

La feldspathisation et la formation de quartz authigène qui ne sont que des phénomènes banaux dans les roches sédimentaires à température normale (A. C. TESTER et G. I. ATWATER, 1934 ; J. W. GRUNER et G. A. THIEL, 1937 ; M. TOPKAYA, 1950 in A. CAROZZI, 1953), sont assez fréquentes dans le Trias inférieur. Mais au Lias, c'est le quartz de néoformation qui se forme le plus souvent.

Au Lias moyen, une grande partie des excroissances quartzieuses s'effectuent lors de la phase d'épigénèse : quelques cristaux de quartz automorphes, ayant les auréoles de néoformation successives, comportent des impuretés de blende entre chaque auréole (voir photo 42), ce minéral provenant de la remobilisation d'un ancien sulfure par une paléonappe aquifère.

F - Organismes et matières organiques

Les organismes vivants semblent bien manquer au cours des dépôts triasiques, sauf au Trias inférieur où l'on remarque de nombreux débris de bois charbonneux bien que parfois ces débris soient imprégnés par les minerais sulfurés métalliques. La minéralisation n'est pas liée à ces débris car les niveaux richement minéralisés en Pb et Zn sont ceux où manquent les débris charbonneux.

Dans le Lias moyen (Charmouthien), assez riche en macro et microfossiles, on voit de nombreux Pecténidés, Lamellibranches et Brachiopodes. D'autre part, on observe assez fréquemment dans la zone minéralisée, des Textularidés, Foraminifères enroulés, Ostracodes, fragments de Mollusques (calcifiés ou sicifiés). Les organismes pélagiques tels que : débris d'Echinodermes, radioles d'oursins, entroques, très souvent intensément calcifiés, sont fréquents.

Au contraire, dans des formations triasiques, les organismes font défaut et, par conséquent, la minéralisation ne semble absolument pas être liée aux organismes et matières organiques. Dans le Lias moyen, la précipitation plombo-zincifère semble bien liée aux organismes, car dans le sillon les organismes ont provoqué un milieu semblable aux sapropels de la mer Noire.

G - Nature de la minéralisation

Comme dans les autres gîtes stratiformes de la bordure du Massif Central français, les associations minérales sont pauvres. Les indices du socle cristallin sont du groupe B. P. G. et très rarement B. P. G. C., avec gangue barytique et rarement quartzreuse. Les minéralisations du Trias et du Lias, associées parfois à la barytine, sont également du type B. P. G. et rarement B. P. G. C.

Les minéralisations plumbo-zincifères triasique ou liasique sont, d'une manière générale, disséminées dans la roche.

Dans le Lias chimico-clastique, le minerai plumbo-zincifère se trouve en tache ou finement disséminé dans la roche où la blende est brun foncé. Parfois, la blende automorphe peut atteindre 5 mm ; de couleur jaune ou brun jaune, disséminée dans la roche, très souvent associée à des diaclases ou à des joints, avec barytine. Ces deux derniers cas prouvent la remobilisation et la recristallisation du minerai métallique d'autant plus que les plages de blende accompagnées de grands cristaux lamellaires de barytine sont presque entièrement automorphes, avec faces cristallographiques très nettes, et souvent jaune clair ou blonde.

3 - Evolution de la sédimentologie des formations minéralisées

Si les dépôts du Trias indiquent essentiellement un apport terrigène important lors de la sédimentation triasique, ils deviennent beaucoup plus calmes et réguliers au Lias inférieur. Il semble que les formations du socle cristallin émergé ayant été situées au Nord et au Nord-Ouest (Sud-Est du Massif Central français) à l'époque triasique, des mouvements isostasiques ou des basculements aient provoqué une série de déplacements des bassins et des sillons avec, localement, émergence de certains niveaux. Ces phénomènes seraient ainsi à l'origine de l'apparition des milieux favorables à la formation de minerai sulfuré et sulfaté.

4 - Relations structurales des minéralisations

Dans le socle cristallin, bien qu'il existe plusieurs phases tectoniques, si la minéralisation apparaît, elle est nettement liée à des accidents cassants, ayant une direction générale N 110 à 120 E (sensiblement Est-Ouest). Aussi bien pour la minéralisation plumbo-zincifère, comme dans la vallée de Pourcharesse que pour la pyrite-melnikovite ; un seul filonnet de direction N 20 E, minéralisé essentiellement en galène, pyrite et barytine (et très peu en zinc), se trouve dans le granite porphyroïde de Largentière, affleurant dans le lit de la Ligne où on peut le suivre sur 40 m environ.

Le socle cristallin (migmatites) couvrant la partie principale de la région étudiée, montrent des cassures de direction dominante Est-Ouest, presque toutes jalonnées par des repères infidèles de quartz, presque entièrement stériles. Mais, à l'Ouest du secteur étudié, dans la région de la vallée de Pourcharesse, où les roches cristallographiques sont formées par des micaschistes, les cassures, qui ont la même direction générale, sont presque toujours minéralisées en galène et en barytine.

Dans les dépôts sédimentaires mésozoïques (Trias et Lias), la minéralisation plombo-zincifère est due à l'influence de structures d'origine non tectonique, autrement dit le minerai essentiellement plombo-zincifère triasique et liasique du département de l'Ardèche (région de Largentièrre et Nord d'Aubenas), localisé à divers niveaux de formations gréseuses (Trias inférieur) et chimico-détritiques (Charmouthien), a été contrôlé par des structures n'ayant rien à voir avec des formations mécaniques mais dues à l'érosion et à la sédimentation.

Une partie des faits relatés dans cette étude s'expliquerait en admettant une origine sédimentaire, diagénétique, de la minéralisation, indépendante des phénomènes tectoniques. Les contrôles prendraient alors une signification paléogéographique. Dans la région de Largentièrre, l'analyse détaillée des contrôles est fondée sur environ 130 carottes de sondages (1), des levés de surface (cartographie et prospection) et des travaux miniers (2).

Au Nord d'Aubenas, cette analyse des contrôles est basée sur l'étude de la surface. Dans cette dernière localité, la minéralisation plombo-zincifère, étant indiscutablement stratiforme, est visible sur plus de 300 m de longueur et 20 m de large, suivant l'érosion qui met à jour le niveau minéralisé de 21,70 m environ de hauteur. Cette zone minéralisée est située dans l'axe d'un grand sillon de direction N O - S E, provoqué par deux paléogroupes. L'une, de direction sensiblement Est-Ouest, est située au Nord et l'autre, de direction N N E - S S O, est située au Sud-Ouest. Dans cette localité, contrairement aux travaux effectués par M. AUBAGUE, F. FOGLIERINI, C. GRANIER (1964):

la minéralisation liasique n'est absolument pas provoquée par des anomalies de fuite dues à des jeux de faille. Les figures 2 et 3 p. 22 et 23 de leur note montrent que la minéralisation suit d'une façon très nette les couches, ou plus exactement elle suit sensiblement l'axe du chenal presque perpendiculaire à la faille. S'il existait des traces faibles ou importantes de minéralisation en plomb et zinc dans les différents niveaux sédimentaires affectés par la faille, il serait normal qu'il se produise de petites anomalies de fuite au contact de cette faille.

Ceci n'exclut pas que la minéralisation plombo-zincifère à teneur notable du sillon stratiforme, d'ailleurs située à l'extrême Nord de la faille, soit liée à une "anomalie de fuite".

(1) Ces sondages ont été effectués par la S. M. M. P.

(2) Ces travaux sont en cours par la S. M. M. P.

Si une étude fine et sérieuse avait été effectuée (par ces auteurs) ils auraient conçu autrement les conditions d'évolution et le processus au cours desquels la minéralisation plombo-zincifère liasique en bordure Sud-Est du Massif Central français s'était individualisée.

Quand à la minéralisation triasique de la région de Largentière, minéralisation essentiellement plombo-zincifère, elle a permis d'effectuer des travaux miniers très importants, selon les résultats acquis par les sondages. La partie essentielle, d'une bonne rentabilité, se localise dans le Trias inférieur, souvent dans des grès assez grossiers.

Dans cette région, au cours de la sédimentation et de la minéralisation essentiellement plombo-zincifère du Trias inférieur (qui se présente en lentilles stratiformes dans les différents horizons successifs par rapport au grès à tendance conglomératique et aux marnes vertes ou multicolores situées tout-à-fait au sommet du Trias inférieur), l'influence des grandes failles est négligeable : par exemple, celles qui peuvent se localiser sur la bordure des saillies de substratum hercynien (apophyse granitique de Largentière).

Les remarques suivantes viennent à l'appui de cette idée : dans le Trias inférieur, caractérisé par des dépôts clastiques gréseux grossiers, le faciès lithologique de chacune des subdivisions est presque constant mais l'épaisseur de l'ensemble de ces sédiments gréseux diminue assez sensiblement aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest de la région de Largentière (voir fig. 34 et 36). D'après les différentes coupes de sondages, il existait un sillon assez étroit en direction N N E - S S O dans l'axe duquel les dépôts richement minéralisés en plomb et zinc sont plus importants et diminuent progressivement de part et d'autre vers les parties saillantes bordant ce sillon.

Conclusion :

Le faciès lithologique assez constant de chaque subdivision du Trias inférieur, les variations progressives des dépôts clastiques de part et d'autre du sillon où manque le faciès de subsidence et les faciès réduits (dans la région de Largentière), ainsi que l'existence d'une zone marneuse pénéplanée avant la première formation du Trias moyen, prouvent qu'aucun accident tectonique n'est intervenu au cours de la formation des dépôts minéralisés du Trias inférieur.

Par conséquent ici, comme dans la formation liasique au Nord d'Aubenas, les facteurs dominants dans la localisation du minerai ne peuvent s'expliquer que par l'existence de paléoreliefs encadrant des chenaux ou des sillons qui ont été le siège (géographiquement et sédimentologiquement) favorable à d'importantes concentrations de minerai. On peut admettre aussi l'existence de rides dans les terrains sédimentaires du Permien, provoquées par des failles anté-triasiques.

5 - Association éventuelle des minéralisations à des roches cristallines

En dehors des roches cristallines, (l'ensemble des roches cristallophylliennes, les migmatites, pegmatites, microgranites, microgranulites, spessartites, vaugnerites) qui sont d'âge antérieur au Permien, il y a des basaltes et des filons de quartz postérieurs aux dépôts primaire et triasique. Les basaltes sont d'âge tertiaire et n'intéressent pas les régions minéralisées ; dans aucune des formations sédimentaires primaire ou secondaire, des éléments pyroclastiques ou des produits de dévitrification n'ont pas été observés pour laisser penser à l'existence d'un volcanisme contemporain des dépôts. Quant aux filons de quartz qui traversent, soit les dépôts du Permien (au Nord de Largentière) ou les dépôts du Trias supérieur (région de Merzelet), ils sont entièrement stériles ; on ne voit absolument pas leur relation avec la minéralisation.

D'après les études pétrographiques et minéralogiques fines des roches cristallines de la région citée, il est impossible de supposer que la minéralisation soit le fait d'une réactivation des roches cristallines et, en particulier, des croupes granitiques, après leur consolidation et leur érosion au cours des dépôts triasiques et liasiques.

Conclusion et hypothèses génétiques

Les faits relatés plus haut reflètent de façon nette les caractères suivants des minéralisations du Trias inférieur et du Lias moyen :

- Liaison de ces minéralisations essentielles avec des niveaux stratigraphique bien définis :

Trias inférieur gréseux

Lias moyen (Domérien). (La zone entre le sommet du Sinemurien calcaire à nodules siliceux et la base immédiate du calcaire oolithique à *Hildoceras bifrons*).

- Aalénien inférieur.

- Liaison avec des conditions paléogéographiques : des sillons localisés entre des paléoreliefs.
- Cimentation diagénétique du Trias inférieur et du Lias moyen.
- Remobilisation et concentration des minerais sulfurés et sulfatés du Lias moyen par paléonappe aquifère.

- Ces minéralisations sont antérieures aux failles (secondaires et tertiaires) qui les recoupent parfois.
- Absence de failles et de cassures minéralisées en relation avec les gîtes minéraux. (aucun des sondages carrotés de la S. M. M. P., qui ont traversé la faille antétriasique, n'était minéralisé).
- Augmentation des teneurs au voisinage des failles dans la zone où la roche renferme du minerai, en particulier des failles de Chassier et Mallet ayant une direction NNE - SSO.

- L'interprétation génétique de ce groupe de gisements interstratifiés plombo-zincifère, logés dans les formations clastiques grossières ou assez grossières, (Trias inférieur) et chimico-clastiques (Lias moyen), et sans liaison visible avec des roches ignées, mérite d'être examinée dans la conception des hypothèses suivantes :

A - L'hypothèse hydrothermale classique (gisements téléthermaux ou télémagmatiques, régénérés).

B - L'hypothèse sédimentaire (suivant laquelle la conception génétique se base essentiellement sur quelques faits géologiques fondamentaux tels que les faits paléogéographiques et sédimentologiques, etc...) à la lumière desquels le problème génétique s'avère d'une clarté satisfaisante.

- Hypothèse hydrothermale

Selon l'interprétation dans le cadre du processus hydrothermal classique, la minéralisation se situe dans des strates ayant un niveau imperméable au toit, (niveau argileux).

A Largentière, les formations clastiques grossières et assez grossières du Trias et au Lias moyen, les dépôts chimico-clastiques au Nord d'Aubenas constituent des niveaux favorables à la minéralisation. A Largentière, ils sont situés souvent sous un toit imperméable d'argilite.

Les faits cités ci-dessus semblent être en faveur de l'hypothèse hydrothermale, car d'après les partisans des schémas classiques hydrothermaux, ces faits sont des éléments géologiques essentiels auxquels s'ajoutent parfois les faits tectoniques. Mais ce ne sont, dans ce schéma classique, que des arguments négatifs, car :

- a) Dans la région étudiée, la minéralisation plombo-zincifère se contrôle par le fait paléogéographique, là où elle est localisée dans des sillons ou paléochenaux et non à l'aplomb ou en couronnes autour d'anciennes collines enfouies (ou "Buried Hills" - Tarr. W. A. in H. Pelissonier, 1959).

- b) La base du Toarcien moyen, qui constitue le toit de la zone minéralisée du Lias moyen dans presque toute la région étudiée, tout au moins au Nord d'Aubenas, est formée par un calcaire oolithique. De même le Bajocien ou le Bathonien calcaire marneux constituent le toit de l'Aalénien qui est richement minéralisé en sulfate de baryum (mais stérile en minerais métalliques) dans l'axe du sillon.

Certains auteurs, et en particulier H. PELISSONIER (1959), pensent que, dans le cadre hydrothermal classique, la lacune du toit argileux, dans la position des gisements minéralisés, doit être considérée comme un point de passage obligé des solutions hydrothermales minéralisantes.

Si on prend cette conception en considération, comment peut-on admettre que toute la région conservait le point de passage obligatoire des solutions ? Dans le gisement stratiforme triasique de la Plagne (Savoie) l'écran imperméable n'existe pas (P. ROGEL, 1961). Ceci prouve que, le toit imperméable argileux étant absent (dans la zone minéralisée liasique), le gîte ne rentre pas dans le cadre de ce groupe de minéralisations.

- c) Selon les faits relatés ci-dessus, aucun accident tectonique n'a eu lieu au cours de la sédimentation, en particulier dans la zone minéralisée, pour que la solution minéralisante puisse parvenir jusqu'au milieu du sédiment, d'autant plus que les failles antétriasiques n'ont jamais montré de minéralisation.

Dans les dépôts minéralisés chimico-clastiques du Lias moyen (où les organismes sont présents) sous l'action de SH_2 provenant de la destruction des colloïdes organiques, les carbonates, lors de la diagénèse, se remanient et provoquent un milieu faiblement réducteur, riche en CO_2 . Ceci conditionne, d'une part, une remise en mouvement de la silice, d'où une phase de quartzification, et, d'autre part, des conditions favorables à la formation des feldspaths authigènes (L. M. G. VAN ATRAATEN, 1948, in A. CAROZZI, 1953). Il faut noter qu'une grande partie des silicifications des formations liasiques sont dues à l'existence d'un paléonappe aquifère.

La présence simultanée d'anciennes conditions sédimentologiques locales du minerai, la structure sédimentaire de ceux-ci, montrent qu'ils sont formés dans le milieu où se sont sédimentées ces roches.

On ne trouve nulle part trace de la circulation des venues hydrothermales minéralisantes (venues hypothétiques) dans les dépôts renfermant la minéralisation.

- Hypothèse sédimentaire

Cette théorie milite en faveur d'une origine purement sédimentaire du minerai et réfute la théorie hydrothermale classique. Elle s'applique aux gisements stratiformes.

Ces dernières années, elle a gagné un fort courant d'opinion dans le monde, particulièrement en France.

Au cours de mes recherches, je me suis attaché aux faits paléographiques, stratigraphiques et sédimentologiques précédemment exposés. J'ai également été conduit à étudier les relations du minerai avec les roches encaissantes.

En dehors de quelques faits précédemment cités, militant en faveur d'une théorie sédimentaire, l'analyse pétrographique, sédimentologique, lithologique et métallographique permet également de dégager certains autres caractères en faveur de cette théorie.

- 1^o) Les associations du minerai de plomb, zinc, pyrite et cuivre existe dans les formations triasiques et liasiques.
- 2^o) Associations minérales B. P. G. dans le socle semblables à celles de la couverture.
- 3^o) Les minerais lourds cités ci-dessus, proviennent des filons du socle cristallin et se retrouvent dans les matériaux clastiques du Trias inférieur et climico-clastiques du Lias moyen.
- 4^o) En dehors du cas particulier de certains minéraux argileux, les carbonates et les matières organiques peuvent intervenir dans le transport et la sédimentation des minerais lourds (W. VON ENGELHARDT, 1936, C. W. CORRENS, 1939 in A. BERNARD, 1958). Ce dernier auteur cite d'autres éléments pouvant avoir les mêmes propriétés : hydroxyde ferrique, silice colloïdale. Dans un milieu faiblement réducteur, riche en CO_2 , en présence de SH_2 , la silice flocule et les sulfures métalliques se forment.
- 5^o) L'existence des fragments de bois charbonneux dans le Trias inférieur ayant des cellules intactes, montre parfois un remplissage par le blende (sondage Gx.) (voir photo 31).

L'essentiel du remplissage s'étant fait avant toute altération des cellules montre que peut-être la minéralisation est antérieure au recouvrement des végétaux par de grandes épaisseurs de sédiments.

L'hypothèse de l'origine sédimentaire de ces minéralisations apparaît en définitive comme la plus cohérente. Ses critères coïncident avec ceux mis en évidence en vue d'orienter la prospection. En particulier, elle rend inutile la recherche des failles nourricières.

C) - La minéralisation du minerai de fer du Lias

1) - Description du minerai

Il se présente sous forme d'oxyde pigmentant la roche ou sous forme de minerai oolithique.

Minerai de fer sous forme d'oxyde de fer (limonite)

Il pigmente le ciment et autres constituants de la roche. Il se présente dans presque tous les dépôts des chenaux ou dans les formations grossières et conglomératiques du Lias moyen et supérieur.

- Au Nord de Saint-Etienne-de-Boulogne :

- Au-dessous de la ruine du hameau de La Fabrique, à 50 m environ, en aval du confluent du ruisseau de l'Escrinet et du ravin de Salèdre, où on remarque sur 2 m un calcaire à entroques très ferrugineux ayant pour mur des grès calcaires. On y a effectué une galerie de 37 m qui a trouvé une épaisseur de minerai variant de 1,50 à 2 m (M. CH. LEDOUX, 1868).

- A 400 m en amont du confluent du ruisseau des Gras et du ruisseau de l'Escrinet, sur la rive gauche de celui-ci, on trouve un calcaire gréseux fossilifère.

- Les anciens travaux de recherche :

Historique

Les travaux de recherche de minerai de fer exécutés en 1856 par la Compagnie Vindry, au Nord de Saint-Etienne-de-Boulogne :

- Un puits de 25 m environ est foré dans cette localité ; arrêté sans succès.

Le travail le plus considérable consiste en un puits de 80,50m foré non loin du Gras, dit le puits Dussère. Ce puits a été mal placé, car il se trouve entre deux filons de basalte. On y trouve souvent des dérangements de la stratification. Le puits a recoupé, à 72 m de marnes du Callovien, un petit lit de minerai rouge, mélangé avec des rognons pyriteux, qui pourrait bien être l'équivalent de la couche marneuse ferrugineuse de Privas et, après avoir foncé le calcaire à Entroques à 78 m, il a traversé la couche de calcaire gréseux, où on a trouvé des bancs ferrugineux peu épais et souvent dérangés.

Hypothèse génétique.

Parallèlement aux autres produits de l'érosion du socle (grains clastiques et sels solubles), les solutions ferrugineuses sont transportées dans les bassins de sédimentation lors de chaque oscillation épirogénique.

Ces formations détritiques cotières et ferrugineuses du Lias de la région étudiée ne présentent aucun intérêt économique.

Ces niveaux ferrugineux se présentent toujours aux environs des paléoreliefs dans : la vallée de Conchy, la Fabrique (au Nord de Saint-Etienne-de-Boulogne) et la région de Suel et des Huberts sur le chemin de Saint-Privat et Saint-Julien-du-Serre, rive droite du Luol.

Les chenaux d'érosion ferrugineux sont déjà cités plus haut.

- Dans les formations gréseuses à éléments grossiers et conglomératiques ferrugineuses, de la vallée de Conchy, une galerie de recherche est effectuée sur la rive gauche du ruisseau, à 300 m environ au Sud du pont de la Conchy. M. CH. LEDOUX (1868) cite la présence d'H. bifrons dans ces formations.

- Au Sud des Audiberts, une galerie de recherche de minerai de fer est effectuée, de direction presque Est-Ouest, dans un chenal d'érosion à éléments ferrugineux.

Contrairement aux idées émises par certains auteurs (S. ELMI, 1960, p. 223) la minéralisation ferrugineuse n'a rien à voir avec des failles mais est paléogéographique.

2) - Minerai de fer oolithique

Les oolithes ferrugineuses sont des corps à structure excentrique formés par des enveloppes fines, concentriques à un nucleus, ce qui indique des dépôts successifs des divers constituants de l'oxyde de fer autour d'un noyau quelconque.

- Localisation du minerai de fer oolithique : les formations renfermant des oolithes ferrugineuses se trouvent :

a) - Le minerai de fer oolithique à Saint-Priest

Les gisements les plus importants du niveau oolithique autrefois exploité se trouvent dans les région de Saint-Priest.

b) - Historique des travaux de recherche et d'exploitation

L'histoire de la concession de Saint-Priest est exposée avec celle de la concession de Privas, plus loin, sous le nom des concessions privadoises qui étaient dirigées presque toujours ensemble par un des concessionnaires.

L'aspect du minerai :

L'étude lithologique et pétrographique de ces formations ferrugineuses se rapporte à la coupe détaillée effectuée à l'entrée d'une galerie abandonnée près de la ferme Cros Clary, non loin de la source captée (voir coupe n° 25 dans partie annexe).

La partie ferrugineuse se présente aux affleurements sur 4 m environ. On y voit de l'oxyde de fer amorphe.

La limonite est parfois si dense dans la roche qu'on ne voit pas au microscope la structure concentrique des oolithes. Elle pigmente la roche de façon confuse. La limonite disparaît assez progressivement quand on monte dans la série.

La limonite se présente en trainées, cernant parfois les grains clastiques, ou les autres constituant de la roche. Très souvent, elle imprègne les fines structures réticulées des débris d'Echinodermes.

Les conditions de la formation du minerai :

Il a été dit plus haut que les formations liasiques sont totalement absentes entre le Roc de Gourdon et le col de l'Escrinet, ainsi qu'entre Grange Madame et le col de l'Arénier. Autrement dit, le Lias supérieur s'est déposé dans un chenal sous forme de gouttière très probablement allongé Est-Ouest. Dans ce cas, on est forcé d'admettre l'existence des paléoreliefs lors de ces dépôts, situés au Nord et Nord-Ouest, alimentant les sédiments de cet étage. Quand on approche au Nord-Ouest vers le col de l'Escrinet, le faciès plus clastique, riche en pisolithes et fausses oolithes (en amont de l'Ouvèze), fait sentir la proximité d'un littoral.

Ceci est d'ailleurs vrai, suivant les faciès du Toarcien ferrugineux, pour le versant Sud du Roc de Gourdon.

Les oolites ferrugineuses sont parfois entièrement traversées par des microfissures remplies de calcite (voir photo 44) effectuées lors de la diagénèse ou postérieurement.

Conclusion :

Les paléoreliefs, lors de la sédimentation du Toarcien, ont conditionné des milieux littoraux, paléogéographiquement favorables pour les dépôts clastiques et l'oxyde de fer provenant de la désagrégation des vieux continents et des formations précédemment formées.

D) - Etude de la minéralisation du Bajocien-Bathonien et du Callovien

Minerais de fer hypergènes de la région privadoise.

a) - Historique :

Le minerai de Privas est connu depuis longtemps. Le journal des Mines de Prairial an VI (mai-juin 1798) - in REYNIER Elie, 1943, p. 9) disait :

"Les environs de Privas paraissent renfermer quelques gîtes"
"de minerai de fer, Le Commissaire du Directoire près le département de "
"l'Ardèche en a indiqué un qu'il annonce être fort riche dans le lit d'un "
"ruisseau, à fort peu de distance de cette ville".

"Il paraît, dit le Garde Général des Mines du Gard, Constan-"
"tin CZYSZKOWSKI, qu'il a été exploité par les anciens et traité sur les "
"lieux ; la présence de scories sur beaucoup de points rend cette supposi- "
"tion très probable (les ravins existants doivent en grande partie être le "
"résultat d'une exploitation à ciel ouvert)".

"Ces scories, très menues, sont visibles par exemple sur la "
"pente des grès près des "tombeaux" de Veyras : le bois de chênes fournis- "
"sait le charbon des petits fourneaux catalans. Mais l'âge de ceux-ci est "
"bien incertain".

Les premières recherches de minerai de fer exécutées aux environs de Privas remontent à 1837, 1838, et 1839 ; elles ne portèrent que sur les affleurements.

En 1841, la Société des Mines de Saint-Priest et de Creysseilles demande la concession, s'étendant du point des Ollières à la roche de Gourdon, Barbeyrol, Chabanet et le pont de Coux (sur 71 km²) ; elle la réduit peu après. Dès 1842, faute de capitaux, la Société se subroge celle des Fonderies et Forges de la Loire et de l'Ardèche.

PATOU, en 1839, demande concession à Veyras et Saint-Priest (voir fig. 37). Il disparaît en 1842, ayant cédé ses droits à Revolet et à Rapine.

En 1843, la concession des Mines de fer de Veyras fut instituée en faveur de M. Jacques Marie Ardaillon, qui la céda en 1845 à la Société des fonderies et forges de l'Horme ou la Société Nant aînée et Compagnie.

En 1847, les concessionnaires de Veyras, qui jusque là n'avaient travaillé que sur les lignes d'affleurements, se mirent enfin à foncer des puits. Le premier fut le puits Saint-Benoît, qui rencontre la couche avec 1,80 m de puissance et un très beau minerai. Vinrent ensuite les puits Saint-Adrien, Saint-Léonard et Saint-Jean, qui constatèrent des épaisseurs de 2,20 m ; 3,30 m ; 4,70 m et 5 m. On avait cru jusque là que le gisement était semblable à celui de La Voulte, dont la plus grande puissance se trouve aux affleurements et va en diminuant suivant l'inclinaison.

Les puits foncés dans la concession de Veyras montrèrent l'allure réelle du gisement.

Dès lors, de nouveaux travaux de recherche furent dirigés de manière à en trouver le prolongement en profondeur : c'est-à-dire vers le Sud.

En 1849, la Société Revol, devenant concessionnaire de Saint-Priest, fonda le puits Placide et quelques autres fonçages à Saint-Priest qui montrèrent que le gîte se prolongeait à l'Ouest, mais y était inexploitable.

Cependant, la Compagnie de la Loire et de l'Ardèche continuait les recherches et fonçait les puits numéros 1, 2, 3, 4 et 5, les deux premiers sur l'aval pendage de la couche de Veyras, le troisième et le quatrième à l'Est, le cinquième à l'Ouest.

En 1854, cette Société prit à bail la concession de Saint-Priest (ainsi que les deux hauts-fourneaux que M. Revol avait fait construire au Pouzin et dès lors les deux concessions du Lac et de Saint-Priest furent exploitées par les mêmes travaux).

Un petit espace utile, non concédé, existait encore au Sud de l'Ouvèze. Un puits de 120 mètres fut foncé, en 1857, par M. GRANGER-VEYRON qui obtient en 1859 la concession de Fraysse. La pauvreté du gisement et les difficultés de l'exploitation la firent abandonner en 1860.

La Société de la Loire et de l'Ardèche, devenue la Compagnie des fonderies et forges de Terre Noire, La Voûte et Bessèges, acheta la concession de Fraysse aux conjoints GRANGER-VEYRON, en 1873. De sorte que, à partir de cette date, les concessions du Lac, du Fraysse et Saint-Priest, toutes trois aux mains de la Compagnie de Terre Noire (propriétaire des deux premières et amodiataire de la troisième) ne formèrent qu'une seule et même exploitation.

Celle-ci devait d'ailleurs acquérir la concession de Saint-Priest en 1880, et fut autorisée à réunir ces trois concessions à vingt-deux autres concessions, de même nature, qu'elle possédait ou avait amodiées également dans l'Ain, l'Ardèche, le Gard, l'Isère et la Loire.

Après la faillite de la Compagnie de Terre noire, les trois concessions passèrent aux mains de la Société des fonderies et forges de l'Horme qui exploitait déjà la concession de Veyras et désirait exploiter les piliers de protection laissés entre cette concession et les trois autres ; elle fut autorisée par décret du 13 juillet 1892 à réunir les quatre concessions.

La Société de l'Horme fut absorbée par voie d'apport, en 1896, par la Société Horme et Buire.

Celle-ci fut autorisée en 1920 à renoncer à la concession du Fraysse. Et, à la suite de l'arrêt de ses hauts fournaux du Pouzin, en 1929, elle céda, en 1930, les trois concessions de Veyras, du Lac et de Saint-Priest, à la Société Anonyme "Les Etablissements Lafranc". Ceux-ci continuèrent et continuent d'exploiter une usine de fer qui était alimentée par la mine parallèlement aux hauts fourneaux.

A partir de cette date, le minerai est extrait presque uniquement de quelques piliers résiduels de protection des quartiers Grosjeanne et des puits GRUNER et Saint-Jean. Et tout le minerai provient uniquement de la "couche hématite", car la couche oolithique n'a nulle part fait l'objet d'une véritable exploitation.

Concession de Saint-Priest :

Tout y a été défilé jusqu'aux affleurements.

Au demeurant, les concessions de Saint-Priest et du Lac sont inexploitées depuis 1925.

En 1937, la Société sollicite la réduction des périmètres des concessions du Lac et de Saint-Priest et la fusion des restes de ces concessions.

Cette concession nouvelle de Veyras a un périmètre de 572 ha et fut exploitée jusqu'en 1954.

M. CAILLOT, Ingénieur subdivisionnaire de l'Ardèche, a contrôlé l'exécution des travaux demandés au cours de ses visites en 1954. Il a pu constater leur achèvement en 1954 (obstruction de deux puits et des orifices de deux galeries). Par conséquent, l'extraction du minerai de fer de Veyras fut achevée en 1954, par les Etablissements Lafranc.

b) - Description du minerai de fer :

Les minerais de fer du Nord-Est de la contrée étudiée appartiennent au Bajocien, Bathonien et, en partie, au Callovien. Ils renferment, comme minéraux principaux, l'oligiste et la limonite. Les autres constituants sont : quartz, galets de quartz et de grès ou calcaires ; chlorite, glauconie et microorganismes. Dans la descente de Saint-Jean, les formations ferrugineuses se présentent sur une longueur de 4 m. Mais la partie riche en minerai de fer massif (hématite) exploitable (et autrefois exploitée) ne dépasse pas généralement 0,50 m environ. Ce niveau ferrugineux, tel qu'il est représenté à la figure n°25 a comporte de petits bancs de silice souvent discontinus et des marnes schisto-ferrugineuses ou non. Ces dernières années, on exploitait ces dépôts ferrugineux pour la fabrication du minium.

- Extension du gisement

La plus grande puissance du minerai approchait 7,50 m près du puits GRUNER. Elle s'étale à l'Ouest avec une nette diminution sur la rive droite du ravin Noir, au-dessous du Mont Charray, le niveau a 0,50 m environ d'épaisseur et les formations sont des marnes imprégnées de minerai de fer. Plus à l'Ouest, au Col de l'Arénier et Grange-Madame, la formation ferrugineuse est totalement absente.

A l'Est, elle montre la même extension qu'à l'Ouest, diminue vers l'Est où C. LEDOUX (1868) cite : "derrière Privas, au deuxième lacet " de la route départementale des Olliers, on trouve dans le fossé un "affleurement qui marque le point extrême où la couche se montre à l'Est" de 0,25 m "de puissance et très pauvre".

Au Nord, elle diminue très rapidement, ce qui doit être plausible à cause de l'existence d'une croupe allongée, située au Nord de cette région, orientée sensiblement Est-Ouest.

- Au Sud, elle diminue plus lentement et sa limite dans cette direction n'est pas bien connue.

Conclusion :

Le gisement de minerai de fer de la région privadoise semble bien avoir la forme d'une grande lentille (voir fig. 38), dont le plus grand axe est orienté sensiblement Est-Ouest.

Ceci prouve que le bassin dans lequel se formaient les dépôts ferrugineux de la région privadoise, avait les mêmes caractères paléogéographiques que celui des dépôts ferrugineux du Toarcien situé exactement dans cette région (cf. page 195). Autrement dit, les conditions paléogéographiques n'ont guère changé lors des dépôts du Toarcien et du Callovien (entre le Col de l'Escrinet et Privas).

Description microscopique :

En lame mince, on remarque que parfois la limonite est très dense et la pâte de la roche fortement pigmentée en rouge vif ou brun rouge. La limonite imprègne fortement la fine structure réticulée hexagonale du squelette des Echinodermes. Elle se présente en trainées, même visibles macroscopiquement. En sections polies (faites dans la partie riche en hématite), on voit que l'oligiste se présente en très fins cristaux lamellaires. Parfois l'oligiste renferme des impuretés siliceuses et des fragments d'organismes (débris d'Echinodermes), bien visibles en lame mince.

c) - Les conditions de la formation du minerai hypergène de Privas

En général, on peut admettre que les minerais de fer marins du Lias et du Dogger sont dus aux mêmes facteurs paléogéographiques que les minerais de fer du bassin à faciès lagunaire du Trias moyen.

Pourtant, les changements paléogéographiques du Bajocien, Bathonien et du Callovien, se manifestent par des changements caractéristiques du processus d'édimentaire, qui ne sont pas sans influencer la formation des minerais de fer marin de ces étages.

A l'époque du Bajocien, Bathonien et d'une partie du Callovien, les zones continentales ont fourni aux bassins d'accumulation d'une part, des matériaux détritiques fins, d'autre part, des solutions de substances diverses parmi lesquelles le Fer. Ce dernier provient pour une grande partie du lessivage des formations sédimentaires sous-jacentes, telles que le Trias et le Lias. Car dans la zone ferrugineuse de la région de Privas (dans la plupart des anciennes galeries d'exploitation du lieu-dit les Mines) on note :

- 1^o) L'existence d'une formation conglomératique à la base du niveau ferrugineux (bien présenté juste au début de la descente de Saint-Jean), riche en éléments et galets remaniés des dépôts précédents (voir photo 22).

- 2^o) Des oolithes (parfois composites (voir photo 45), pseudoolithes et pisolithes remaniées.

- 3^o) L'abondance des éléments clastiques quartzeux (quartz granitique et galets de quartzite) mal classés granulométriquement.

- 4^o) L'apparition des fins lits de calcaire marneux successivement ferrugineux et non ferrugineux.

- 5^o) L'existence des petits interlits de silice.

- 6^o) L'abondance des débris d'Echinodermes.

Les cinq premiers cas ne se présentent presque jamais dans les formations du Dogger et surtout du Callovien au Sud du Col de l'Escrinet, où elles ont un vaste développement. Quant au sixième cas, les débris d'Echinodermes sont abondants ici comme dans les formations du Lias supérieur ; par contre, dans les formations du Dogger et du Callovien non ferrugineux, ils sont très rares sinon absents.

Par contre, toutes les remarques ci-dessus caractérisent les dépôts ferrugineux du Lias (Lias moyen et supérieur, surtout Toarcien oolithique) qui se trouvent au Nord-Ouest de cette localité (à Saint-Priest et, en particulier, sur le versant Nord du Col de l'Escrinet).

Donc, il faut admettre qu'une grande partie du minerai de fer et tout au moins une partie des constituants de la roche provient du lessivage des dépôts ferrugineux du Toarcien voisin.

Toutes ces remarques mettent en lumière certains faits contraires aux idées de L. GRUNER (1845, p. 369) qui pense que l'existence des sources thermales (sulfureuses principalement formées de bicarbonate et de bisulfhydrate de chaux) et de C. LEDOUX qui note (1868, p. 59) :

"L'arrivée des eaux siliceuses contemporaines des dépôts a "eu lieu aussi dans le gisement de fer et a donné naissance à une variété "particulière de minerai dit agathisé."

Le gisement de fer de Privas n'appartient pas à un tel processus de formation car on n'y a jamais trouvé d'orifice de sources thermales (griffons) ou des failles synsédimentaires servant de conduits aux solutions.

Aucune manifestation magmatique, rocheuse ou métallifère ne vient étayer cette théorie sur le dépôt ferrugineux de la région privadoise.

Très récemment Serge ELMI, dans quelques-unes de ses notes, attribue gratuitement la genèse du minerai de Privas (Veyras-Saint-Priest) à un phénomène de substitution ; il termine sa note (C. R. Somm. A. S. - 1962, p. 509) par la phrase suivante :

"Minéralisation de faille et phénomène de substitution sont certainement liés, expliquant la genèse des minerais de fer de Saint-Priest-Veyras".

Il reprend cette hypothèse en 1965, en insistant sur le fait de la similitude entre les faciès ferrugineux de Privas et ceux de la région de Coux.

Comme il a été dit plus haut, l'ensemble du gisement de fer de Privas est lenticulaire, aucun phénomène tectonique responsable de la concentration du minerai n'a eu lieu après ces dépôts minéralisés, d'autant plus qu'aucune des failles recoupant ce gisement ne montre de part et d'autre de concentration plus importante de minerai.

Quand aux caractères pétrographiques des roches encaissantes, suivant les études micrographiques de ces formations, il y a toujours une similitude de faciès pétrographique du Bathonien-Bajocien et du Callovien, dans chaque horizon et étage et même d'un étage à l'autre, de sorte que la limite précise de chacun de ces étages peut prêter à confusion sans la présence de macrofossiles.

C'est pourquoi on peut se demander :

1^o) Comment les eaux ont pu lessiver sélectivement les roches contenant du fer pour former les gisements de Saint-Priest et de Privas puisque les formations marno-calcaires et marneuses du Bathonien et du Callovien sont imperméables ?

2°) Pourquoi ces eaux de circulation ont choisi leurs sites électifs pour déposer leur contenu ferrique dans les formations de la région de Privas et non pas plus au Sud et plus au Sud-Ouest (région de Vesseaux et de Saint-Privat) présentant des faciès pétrographiques parfaitement identiques.

3°) Dans la descente de Saint-Jean, on remarque sur 2,50 à 3,00 m, immédiatement au-dessus de la zone ferrugineuse, des marno-calcaires finement lités, à faciès identiques, à lits ferrugineux et non ferrugineux. Donc, pourquoi les eaux de circulation n'ont-elles pas imprégné toutes ces formations ? Pourquoi et comment ces eaux ont-elles choisi leurs sites électifs dans un lit et non dans ceux immédiatement au-dessous et au-dessus ?

CONCLUSION :

Le minerai de Privas n'est pas du type magmatique (hydrothermal, etc...) ni du type pédologique (substitution). Il est du type sédimentaire (à la fois chimique et détritique). La minéralisation est marine (mer peu profonde - épicontinentale), et indépendante de toute manifestation ignée.

Milieu géochimique de formation du minerai du Bajocien Bathonien et du Callovien - région de Privas.

On sait que les sols siliceux sont hydrophiles et électro-négatifs et ceux ferriques sont hydrophobes et électropositifs. Les alternances de couches siliceuses et ferrugineuses ou non s'expliquent de la façon suivante (H. HARDER, 1951, in M. L. BUBENICEK, 1960):

Les sols siliceux se forment en effet facilement dans les eaux riches en électrolyte.

Au-dessus du pH 5 environ tous les sels de fer (ferreux et ferrique) sont à l'état d'hydroxyde colloïdal (pH 3 pour les sels ferriques). Ce qui permet d'expliquer la présence simultanée de fer et de silice dans le niveau ferrugineux.

Or, les eaux fluviales sont acides ; les eaux marines sont légèrement basiques ; c'est ainsi que se produisent les précipitations abondantes d'oxydes de fer colloïdaux et de silice au contact de l'eau douce et de l'eau de mer.

Ce qui est certain en tout cas, c'est que, comme pour tous les autres minerais de fer précipités dans les milieux marins, dans notre cas aussi :

La concentration de l'oxygène dans l'eau de mer et les valeurs du pH ont considérablement influencé les processus de précipitation.

C'est ainsi que, dans des conditions où la teneur en oxygène était plus forte, le fer se déposait immédiatement sous forme d'oxyde ou d'hydrate de fer et la silice sous forme Si O_2 , plus ou moins hydratée.

La concentration de l'eau de mer en oxygène était aussi soumise à certaines fluctuations pendant que se déroulait la précipitation du même horizon : on rencontre fréquemment des bancs à hématite à forte teneur, de puissance variable, à l'intérieur même de sections de dépôts pauvres en oxyde ou hydrate de fer.

CONCLUSION :

Il se produit une sorte de migration du fer du socle cristallin vers les bassins déprimés ou bassins de subsidence ; et ensuite les minerais de fer sédimentaires formés sont déplacés vers de nouveaux bassins : les formations triasiques à faciès littoral (grès grossier), finement pigmentées par l'oxyde de fer, sont lessivées lors des dépôts chimico-clastiques ferrugineux du Lias (Toarcien moyen) ; ces derniers dépôts sont lessivés et remaniés lors du dépôt du calcaire marneux (du Bajocien-Bathonien et du Callovien) ferrugineux.

Ici, il faut, semble-t-il, admettre que le facteur lithologique n'a qu'une valeur secondaire et que c'est le facteur paléogéomorphologique qui a joué le rôle déterminant dans la localisation des dépôts de fer.

CHAPITRE IV

PROSPECTION GEOCHIMIQUE

Généralités

J'ai effectué une prospection géochimique du plomb, zinc et cuivre, dans la roche en place. La méthode a été appliquée dans trois endroits avec prélèvements systématiques aux changements de faciès.

Les analyses sont faites suivant la méthode colorimétrique, à la Dithizone pour plomb et zinc, et par cuproïne pour le cuivre (par le service de géochimie du Bureau de Recherches Géologiques et Minières de PARIS).

Les prélèvements ont été effectués sur des coupes où la série sédimentaire est complète à l'affleurement. Cette recherche stratégique a été exécutée du Trias inférieur à la base du Crétacé.

- La première série de prélèvements est faite (entre Vesseaux et Saint-Laurent-sous-Coiron) sur une ligne de direction Est-Ouest (passant par le lit du Luol, Valette, Champdonas, ruisseau Mal-Mort, Souliers, Gabettes, Chéoune, ruisseau de Louvèze, ruisseau de l'Eyrolle, le lieu-dit Les Gros), du Trias au Crétacé inférieur et à la base de la couverture basaltique du Coiron.

- La deuxième série est faite entre le lieu-dit Champdonas et la ferme de Chomeil sur une ligne de direction sensiblement N N E - S S O, du Trias supérieur à la base du Bathonien.

- La troisième série est exécutée au Sud-Est de Saint-Priest, suivant une ligne sensiblement Nord-Sud, allant de la ferme Les Fourniers à la route D. 7 de Privas, du Callovien moyen au basalte du Miocène.

A titre de comparaison, on groupe, dans le tableau (n° 7) ci-dessous, les teneurs moyennes de Cu Pb et Zn dans l'écorce terrestre, (d'après K. K. TUREKIAN et K. HANS WEDEPOHL - 1961).

Nom de la roche	Teneur de Cu en p.p.m.	Teneur de Pb en p.p.m.	Teneur de Zn en p.p.m.
Argiles de la mer profonde	250	80	165
Basalte	87	6	105
Carbonate	4	9	20
Carbonate de la mer profonde	30	35	9
Granite riche en calcium	30	15	15
Granite pauvre en calcium	10	19	19

TABLEAU 7

Les teneurs moyennes du Cu, Pb et Zn dans l'écorce terrestre
(d'après K.K. TUREKAN et K. HANS WEDEPOHL, 1961)

La première série de prélèvements :

Lithologie	n° de l'éch.	Côte de l'éch.	Chronologie	Teneur de Cu en p.p.m.	Teneur de Pb en p.p.m.	Teneur de Zn en p.p.m.
Grès fin quartzeux	1		Trias inférieur	4	8	20
Marnes noires	2		Trias moyen	18	102	25
Dolomie com- pacte, fine- ment cristal- line	3		Trias moyen	10	10	30

Marnes rouges	4		Trias supérieur	4	20	40
Grès grossier	5		Trias supérieur	6	18	60
Grès fin induré, finement lité	6		"	10	80	170
Marnes	7		Hettangien	6	32	25
Calcaire très peu marneux noduleux	8		Hettangien	4	24	15
Calcaire finement cristallin	9		Sinemurien	6	600	60
Calcaire gréseux, fortement cimenté	10		Aalénien	6	14	30
Calcaire marneux compact	11		Bathonien inférieur	4	14	65
Calcaire marneux compact	12		Bathonien inférieur	4	14	20
Marco-calcaire schistoïde	13		"	6	12	25
Calcaire marneux à Chert	14		"	4	14	15
Calcaire marneux à pâte fine	15		"	4	20	25
Marno-calcaire feuilleté	16		Bathonien supérieur	6	18	15
Marno-calcaire	17		Callovien moyen	8	20	25

Marnes franches	18		Callovien moyen	10	22	25
Marno-calcaire	19		"	6	12	50
Calcaire marneux beige	20		"	6	18	40
Calcaire marneux très grumeleux	21		Cordon transgressif de l'Argovien	10	12	40
Calcaire marneux grumeleux	22		Argovien	6	14	35
Marnes grumeleuses	23		"	10	10	50
Marno-calcaire ou calcaire très marneux	24		Argovien	4	14	75
Calcaire marneux	25		"	6	12	50
Marno-calcaire feuilleté	26		"	6	10	60
Marnes grumeleuses	27		"	8	14	75
Calcaire marneux peu moucheté	28		"	6	18	50
Calcaire peu marneux moucheté	29		Séquanien	4	18	25
Calcaire peu marneux moucheté	30		"	4	12	15

Calcaire peu marneux moucheté	31		Sequanien	4	10	15
Marnes très grumeleuses	32		Sequanien Kimmeridjien	12	20	75
Calcaire peu marneux moucheté	33		"	6	12	45
Calcaire riche en gros grumeaux	34		Kimmeridjien inférieur	4	14	25
Calcaire moucheté	35		Argovien	4	14	25
Calcaire finement cristallin, moucheté	36		Sequanien	4	12	25
Calcaire moucheté	37		"	4	14	20
Marnes extrêmement riches en grumeaux	38		Kimmeridjien inférieur	10	14	75
Calcaire grumeleux	39		Kimmeridjien inférieur	4	12	25
Calcaire peu marneux griotte	40		Portlandien inférieur	6	10	25
Calcaire marneux sublithographique à pâte fine	41		Portlandien supérieur	4	10	25
Calcaire marneux sublithographique à pâte très fine	42		Berriasien	4	12	20

Tufs et brèches volcaniques	43		Au-dessous du basalte Pliocène	30	8	120
Basalte	44		Pliocène	34	8	150
<u>Deuxième série de prélèvements :</u>						
Grès feldspathique grossier	45	0 m	Trias supérieur	4	8	15
Grès assez fin	46	6,40	"	4	82	210
Grès assez fin	47	7,50	Zone faillée	4	134	320
Grès fin à ciment calcaire dolomitique	48	8,10	"	4	120	380
Grès assez fin tendre	49	9,70	"	4	66	250
Grès fin à ciment carbonaté	50	12,90	Zone de passage entre Trias et Lias	4	8	105
Grès fin à ciment carbonaté	51	13,50	"	4	32	95
Calcaire compact	52	13,80	Hettangien	4	1080	95
Calcaire cristallisé grenu	53	14,00	Hettangien	4	24	125

Calcaire bréchique fortement recristallisé	54	14,20	Hettangien	4	12	300
Calcaire gris compact	55	15,90	"	4	10	15
Calcaire brun lumachellique	56	20,50	"	4	36	400
Calcaire noduleux	57	30,00	"	4	6	10
Calcaire finement cristallin	58	39,20	Sinémurien	4	6	10
Calcaire oolithique ferrugineux	59	43,80	"	4	10	10
Calcaire compact	60	44,80	"	4	10	10
Marnes	61	51,10	"	8	14	20
Calcaire peu marneux fin compact, finement cristallin	62	51,50	"	6	10	10
Marnes	63	52,69	"	10	10	15
Calcaire compact finement cristallin	64	52,71	"	4	8	10
Calcaire compact finement cristallin	65	55,80	"	4	8	10

Calcaire riche en dé- bris de Gasté- ropodes à pig- mentation fer- rugineuse	66	58,20	Sinémurien	4	10	10
Calcaire fine- ment cristal- lin	67	60,10	"	4	6	10
Calcaire fine- ment cristal- lin	68	61,10	"	4	10	10
Calcaire fine- ment cristal- lin	69	64,00	"	4	10	10
Calcaire noduleux	70	65,20	"	4	10	10
Marnes	71	66,50	"	8	20	75
Calcaire noduleux	72	67,50	"	4	8	10
Calcaire	73	68,50	"	4	10	75
Calcaire ri- che en tiges de Crinoïdes	74	69,50	"	4	10	10
Calcaire ri- che en nodu- les siliceux	75	70,50	"	4	10	30
Calcaire ri- che en nodu- les siliceux	76	71,50	"	4	20	10
Calcaire fi- nement cris- tallin	77	72,50	"	4	18	20

Calcaire finement cristallin riche en tiges de Crinoïdes et débris de Mollusques	78	73,50	Sinémurien	4	12	20
Calcaire finement cristallin	79	74,50	"	4	10	10
Calcaire finement cristallin	80	75,50	"	4	10	10
Marnes finement feuilletées	81	76,15	"	6	26	25
Calcaire finement cristallin	82	76,35	"	4	10	10
Marnes feuilletées	83	77,40	"	4	12	45
Calcaire un peu siliceux, riche en tiges de Crinoïdes et en Mollusques	84	79,40	"	4	12	250
Calcaire renfermant un peu de tiges de Crinoïdes	85	81,10	"	4	10	60
Calcaire renfermant un peu de tiges de Crinoïdes	86	83,10	"	4	10	60

Calcaire riche en nodules siliceux, en tiges de Crinoïdes et en Mollusques	87	84,50	Sinémurien	4	20	140
Calcaire finement gréseux à Crinoïdes	88	88,50	"	4	8	10
Calcaire gréseux	89	89,90	"	4	12	75
Grès grossier silicifié	90	91,60	Lias moyen	4	10	125
Grès grossier bien cimenté par la calcite	91	93,70	"	4	8	30
Calcaire gréseux, compact, fortement cimenté	92	94,75	"	4	16	250
Grès grossier assez riche en nodules siliceux	93	98,00	"	4	16	95
Calcaire très gréseux	94	100,30	"	4	6	25
Calcaire très gréseux	95	100,30	"	4	104	100
Grès blanc fortement silicifié	96	104,70	"	4	36	75
Grès calcédonieux	97	104,75	"	4	88	50

Calcaire très gréseux	98	107,00	Lias moyen	4	24	75
Calcaire gréseux peu ferrugineux	99	109,30	"	6	24	200
Marnes finement feuilletées	100	110,50	Lias Supérieur Toarcien moyen	36	58	60
Calcaire compact lardé de filonnets de calcite	101	110,80	"	8	8	15
Marnes gréseuses	102	110,97	"	14	26	25
Calcaire oolithique gréseux peu marneux, riche en tiges de Crinoides	103	111,17	"	6	8	20
Calcaires marneux oolithique gréseux	104	111,50	"	18	8	20
Calcaire peu marneux, oolithique gréseux	105	111,84	"	4	10	20
Calcaire marneux oolithique gréseux	106	111,90	"	6	8	20
Marnes feuilletées	107	112,30	"	4	8	20

Calcaire gré- seux peu oolithique	108	112,40	Lias sup. Toarcien moyen	18	10	15
Calcaire bréchique	109	112,55	"	128	20	70
Calcaire gréseux	110	112,61	"	4	10	20
Marnes gré- seuses	111	113,40	Toarcien supérieur	4	10	15
Calcaire très gré- seux compact	112	114,00	"	4	8	15
Calcaire marneux gréseux	113	115,50	Aalénien inférieur	6	8	15
Calcaire gréseux	114	116,60	"	4	8	15
Calcaire très gré- seux	115	116,92	Aalénien supérieur	4	10	15
Calcaire très gré- seux	116	118,00	"	4	8	15
Calcaire gréseux com- pact, assez crinoïdique	117	119,30	"	4	8	20
Calcaire gréseux com- pact Crinoï- des	118	119,30	"	4	8	15
Calcaire marneux re- manié à fa- ciès trans- gressif	119	120,65	Bajocien supérieur	4	18	75

Calcaire marneux à cherts	120	120,81	Bathonien inférieur	4	20	30
Calcaire très marneux	121	123,80	"	4	10	15
Calcaire très marneux	122	126,50	"	4	10	15
<u>Troisième série de prélèvements :</u>						
Marnes feuilletées	123	0,15	Callovien	6	24	90
Calcaire marneux	124	1,00	"	6	24	90
Calcaire marneux	125	9,30	"	6	14	20
Marnes	126	9,90	"	6	14	25
Calcaire marneux	127	13,80	"	6	14	50
Calcaire marneux	128	14,40	"	6	14	60
Calcaire marneux glauconieux	129	14,90	Zone de régression	6	14	190
Calcaire jaune	130	15,73	"	6	20	250
Calcaire finement argileux	131	16,00	"	6	30	35

Calcaire marneux grumeleux	132	17,00	Transgres- sion argo- viene	6	10	45
Calcaire marneux grumeleux	133	18,35	Argovien	6	10	30
Calcaire peu gru- meleux	134	20,10	"	6	10	50
Calcaire marneux	135	20,50	"	6	8	45
Calcaire très mar- neux	136	24,30	"	10	10	40
Calcaire finement marneux	137	24,30	"	6	8	75
Calcaire marneux	138	32,60	"	6	10	50
Calcaire peu mar- neux	139	40,00	"	4	10	45
Calcaire peu mameux et peu gru- meleux	140	69,00	"	4	10	20
Calcaire peu mameux	142	100,00	"	4	8	25
Calcaire peu mameux en gros bancs	143	126,30	Rauracien	6	8	20

Calcaire très peu marneux, moucheté	144	152,00	Séquanien	4	8	15
Calcaire finement marneux très moucheté	145	176,00	"	4	10	25
Calcaire	146	186,00	Kimmeridjien inférieur	4	8	35
Marno-calcaire très grumeleux	147	203,50	Kimmeridjien supérieur	6	12	40
Calcaire	148	204,00	"	4	8	25
Calcaire	149	206,10	"	4	10	25
Marno-calcaires très grumeleux	150	214,50	"	4	10	25
Calcaire peu marneux en gros bancs	151	221,00	"	6	8	25
Calcaire peu marneux	152	224,00	"	6	8	35
Calcaire griotte	153	226,00	Portlandien	4	8	25
Calcaire griotte	154	236,00	"	4	10	25
Calcaire griotte	155	240,00	"	4	10	25
Calcaire griotte	156	243,00	"	4	8	20

Calcaire griotte	157	244,00	Portlandien	4	8	20
Marno-calcaire	158	244,30	Portlandien supérieur	6	8	20
Calcaire très mameux jaunâtre	159	248,00	Berriasien	4	10	20
Marnes	160	284,00	Valanginien	6	8	30
Basalte	161		Miocène	30	4	125

- Remarques :

L'étude lithologique et le résultat de cette méthode amènent les remarques suivantes :

- 1^o) Quand le faciès est le même dans une assise ou dans une série de formations, même si celles-ci se répètent dans la coupe, la teneur en Pb, Zn et Cu reste presque constante.

- 2^o) Le Cu a une teneur beaucoup plus constante. Celle-ci est généralement 4 p.p.m. pour le calcaire et 6 pour la roche marneuse ou à dominante marneuse.

- 3^o) Le Pb varie peu par rapport au Cu. La teneur en Zn varie avec un petit changement de faciès difficile à observer sur l'échantillon.

- 4^o) Dans les formations remaniées (les marnes grumeleuses ou les formations bréchiques) les teneurs de Pb, Zn, Cu augmentent sensiblement (voir échantillon n^o 21, 32, 38, 109, 119).

- 5^o) La teneur en Pb et en Zn est élevée dans les formations gréseuses (détritiques), mais le Cu a une teneur minimum (voir les échantillons n^o 1, et de 45 à 51).

- 6^o) La teneur en Pb et en Cu augmente assez sensiblement quand la roche devient marneuse ou quand elle comporte un certain pourcentage de marnes (surtout les marnes noires).

En particulier, ici, l'augmentation de teneur en Cu (de 4 à 6) est un repère assez fidèle de la présence des marnes dans la roche. Ceci est bien visible en particulier dans les échantillons n° 2, 7, 17, 18, 100, 102. Dans les calcaires marneux du Bathonien, la teneur de ces éléments ne varie pas, surtout pour le Cu.

Dans la deuxième série de prélèvements, la teneur en Pb augmente avec l'apparition de la silice (voir les échantillons n° 84 à 87).

Dans la troisième série de prélèvements, le liseré glauconieux (de la partie supérieure) de la formation marneuse du Callovien montre une augmentation rapide de la teneur en zinc (échantillon n° 129-130).

Conclusion :

Les prélèvements d'échantillons très rapprochés et la variation rapide des teneurs tant en Plomb et Zinc qu'en Cuivre, ainsi que les remarques précédentes, mettent en lumière le rôle des caractères sédimentaires dans la variation des teneurs de ces minerais et par contre l'absence des phénomènes de substitution et l'absence d'échanges et de dispersion.

INTERET PETROLIER

Généralités :

Les piégeages qu'il est possible de trouver dans la partie sédimentaire du secteur étudié peuvent former deux types de gisements :

- 1^o) Types structuraux : gisements anticlinaux,
gisements faillés,
- 2^o) Types sédimentaires : gisements récifaux,
gisements des chenaux.

- 1^o) Types structuraux :

L'étude de la stratigraphie détaillée et les observations montrent que les formations sédimentaires bordant la partie Sud-Est du Massif Central constituent un isoclinal à pendage doux, incliné au Sud-Est.

Au sein des sédiments, aucun bombement ou anticlinal qui puisse se refléter en surface n'apparaît.

Aucun indice pouvant dénoter la présence des hydrocarbures ne s'observe dans les sédiments ou les zones faillées.

- 2^o) Types sédimentaires :

Les formations de grès du Trias et le calcaire gréseux du Lias moyen et du Lias supérieur forment un bon collecteur par leur porosité.

a) Les formations sous-jacentes au Trias (socle cristallin ou Permien) et le Trias lui-même sont complètement dépourvus de substances organiques.

L'extraction aux solvants organiques que j'ai effectuée sur des échantillons choisis dans la région du Taillé (Vesseaux) où la roche est d'un brun foncé et assez mal cimentée, n'a montré aucun indice.

b) Dans les dépôts du Lias, les formations les plus supérieures qui peuvent être considérées comme mères du pétrole manquent totalement.

L'extension de l'horizon composé de calcaires gréseux (collecteurs poreux) du Lias moyen et supérieur est très limitée, le faciès de cet horizon variant rapidement en aval, là où on est en présence de formations de : marnes, argiles et calcaires argileux (sondage de la S. N. P. A. effectué à Villeneuve-de-Berg), ne montrant d'ailleurs aucune accumulation notable de substances organiques.

Le Lias moyen et supérieur, à l'Ouest de ce secteur, a une puissance très faible. Mais dans l'axe du chenal de la région de Saint-Etienne-de-Boulogne il est plus épais. Le Lias moyen et la base du Toarcien moyen montrent une augmentation sensible des microfaunes. C'est pourquoi cet horizon dans l'axe du sillon (faible extension et faible augmentation des microfaunes) renferme un peu de substances bitumineuses, syngénétiques (schistes cartons et bancs bitumineux).

Les lentilles récifales se trouvant sporadiquement dans la partie supérieure des formations hettangiennes (entre le col de l'Escrinet et le Sud de Largentière) ainsi que dans les formations marneuses du Callovien moyen (entre le Col de l'Escrinet et Aubenas) ont chacune une faible extension, ne montrant aucune accumulation d'hydrocarbures.

Conclusion :

L'époque la plus favorable à la formation pétrolière se situe lors des dépôts du Trias au Lias, c'est-à-dire avant la phase anté-lusitanienne, car le grand envahissement de la mer au Bathonien supérieur et Crétacé inférieur, sur les bordures Sud-Est du Massif Central amène la formation de faciès subsidents. Une variation inverse par l'apparition d'un haut fond à l'Est du secteur n'est pas possible comme l'étude du sondage de la S. N. P. A. effectué à Villeneuve-de-Berg le confirme.

Suivant les faits relatés plus haut, c'est avant la phase anté-lusitanienne que les mouvements tectoniques ont esquissé la paléogéographie d'ensemble du secteur, donnant presque toute l'évolution géologique ultérieure. Autrement dit, les mouvements tectoniques tardifs responsables de la constitution paléogéographique du bassin triasique et jurassique n'ont pas créé de milieux ou formations favorables à la concentration d'hydrocarbures primaires et à leur migration consécutive.

Si la formation des dépôts sédimentaires en aval du bassin renfermait un quelconque type de gisement d'hydrocarbure, celui-ci a dû être fracturé par les mouvements tectoniques, lors de la phase tertiaire et être détruit par les contre-coups et les différentes montées des laves basaltiques qui couvrent une grande partie du Secteur (à l'Est).

CONCLUSION

Au cours de mes recherches, j'ai remarqué que les formations sédimentaires du secteur contiennent certaines substances utiles.

C'est pourquoi je me suis attaché à déterminer la composition des roches. L'étude fine des assises, couche par couche, avec détermination sur place des conditions de formation, puis l'établissement de la paléogéographie ont offert un grand intérêt pour la recherche de minerais métalliques et non métalliques.

L'étude paléogéographique a indiqué par exemple :

- 1^o) L'emplacement des anciennes lignes de rivages ou parfois des couches de minerais disparaissent en biseau sur une distance variable,

- 2^o) Elle met en évidence le caractère des paléoreliefs qui conditionnent la formation de dépôts de matières utiles.

La liaison entre paléogéographie et mouvements tectoniques, qui se fait sentir sur la formation de tous les dépôts, ainsi que la découverte des structures favorables à l'accumulation et à la concentration des matières sédimentaires utiles, doivent être obligatoires dans la recherche de certains gisements de matières premières.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DE LA QUATRIEME PARTIE - GITES METALLIFERES -

1 - Socle

Photo 28 : Pyrite (Py) enrobée par la marcassite (Ma) (zone mylonitique minéralisée dans les granites porphyroïdes d'Ainac - lit du ruisseau de Grand Coste, près du Pont de Bridou (Asperjoc). L.N. G = 100 X (voir page 267).

2 - Trias inférieur

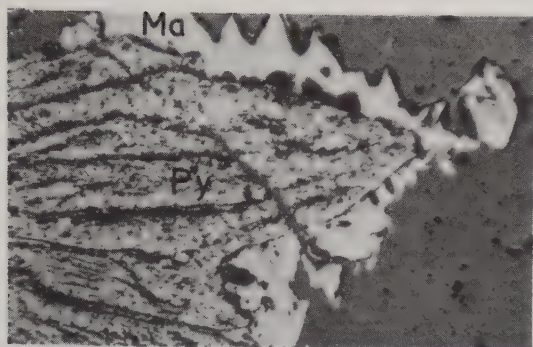
Photo 29 : Amas ou boule concentriques de galène dans un grès du Trias inférieur. La Vallée du Roubreau (Largentière) (voir pages 276, 283 et 432).

Photo 30 : Grès feldspathique à ciment blendeux du Trias inférieur. La blende (Bl.) remplace le grain de quartz (Q) roulé. La Vallée de la Ligne, Pont des Recollets-Largentière. lame mince. L.N. G = 200 X (voir page 282).

Photo 31 : Remplissage de bois charbonneux (Boi.) par la blende (Bl.) Argiles gréseuses noires, riches en bois charbonneux (Sondage G X à 33,69 m de la base du Trias inférieur - Largentière - lame mince. L.N. G = 125 X (voir pages 282 et 330).

Photo 32 : Structure de remplacements guidés. La blende (Bl.) pénètre à l'intérieur du plagioclase (Pl.) maclé polysynthétiquement, le long des plans de macle. Grès du Trias inférieur de la Vallée du Roubreau (Largentière). Section polie. L.N. G = 125 (voir pages 282 et 283).

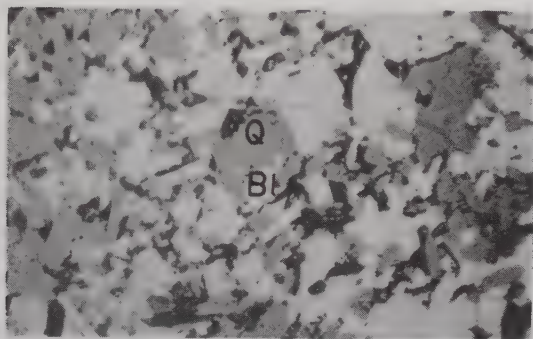
Photo 33 : Pyrite (Py) localisée préférentiellement sous forme de corpuscules avec des cristaux de la blende (Bl.) dans un cristal de plagioclase (Pl) maclé polysynthétiquement, où elles montrent une structure de remplacement le long des plans de macle. Sondage G X à 10,90 m de la base du Trias inférieur (grès feldspathique) - Largentière. Section polie, L.N. G = 560 X (voir page 284).



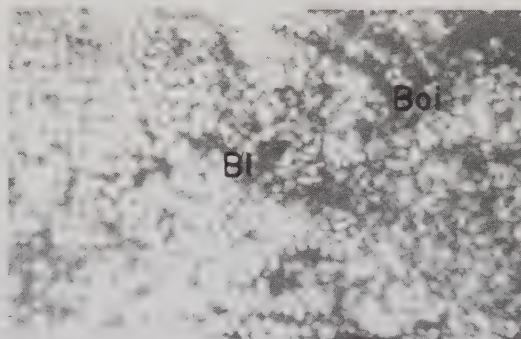
28



29



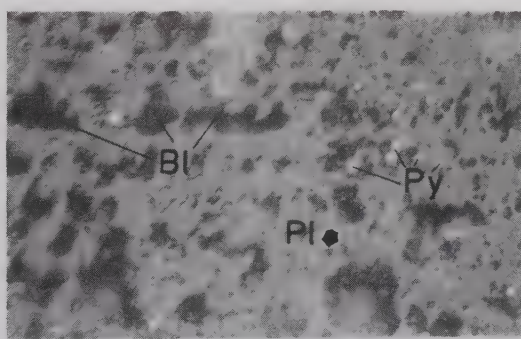
30



31



32



33

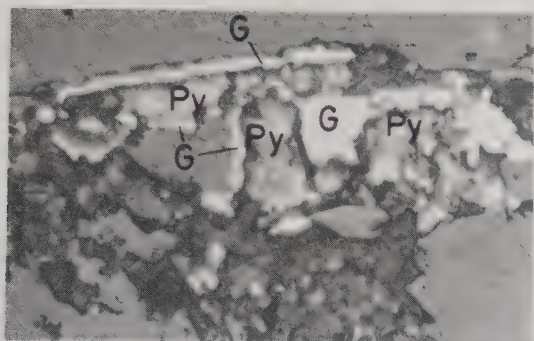
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DE LA QUATRIEME PARTIE - GITES METALLIFERES

2. - Trias inférieur (suite)

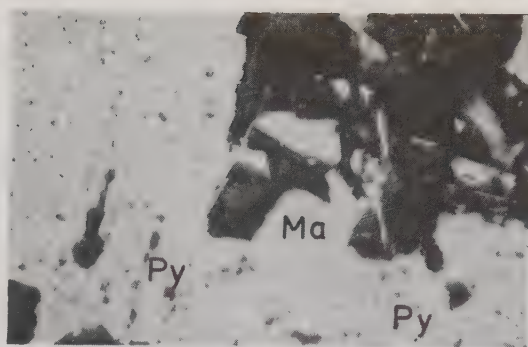
- Photo 34 : Grès du Trias inférieur, dans lequel le pyrite (Py) montre avec la galène (G) une structure plus ou moins rubannée (partie supérieure de la photo) et concrétionnée où la pyrite constitue la partie centrale. Sondage G X à 21,85 m de la base du Trias-Largentièrre. Section polie L.N. G = 100 X (voir page 285).
- Photo 35 : Grès partiellement cimenté par la pyrite et la marcassite. La pyrite (Py) est bordée par la marcassite (Ma). Elle cimente les éléments de la gangue (Gan). Sondage 55-48-1, à 22,45 m de la base du Trias inférieur - Largentièrre. Section polie , L.N. G = 100 X (voir page 285).
- Photo 36 : Grande plage de cuivre gris (c), parsemée de galène (G) (structure "îles et continents"). Grès grossier du Trias inférieur, Sondage 55-48-1 à 18 m de la base du Trias (Largentièrre). Section polie. L.N. G = 100 X (voir page 285).
- Photo 37 : Grain de quartz (Q) englobé, au moins sur les 2/3 de sa périphérie, par les minerais sulfurés métalliques tels que la galène (G) et montrant des contours cristallographiques. Grès feldspathiques du Trias inférieur. La Vallée du Roubreau-Largentièrre. Section polie. L.N. G = 100 X (voir page 285).

3. - Trias moyen

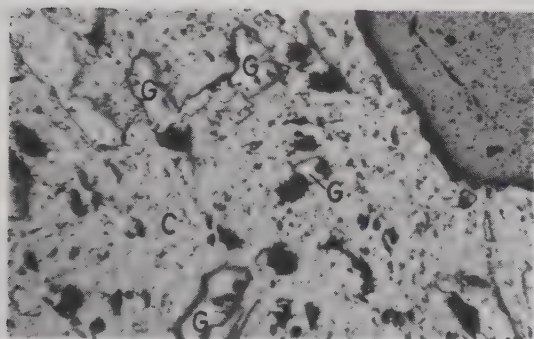
- Photo 38 : Remplissage symétrique d'une fissure par le quartz (Q) et la galène (G) . L'explication de chaque numéro est donnée dans le texte. Grès fin du Trias moyen ; Sondage 55-49-1 à 64,40^m de la base du Trias. Lame mince, L.P. G = 32 X (voir page 296).
- Photo 39 : Fantômes des cristaux automorphes de pyrite (Py) transformés en limonite (Li). Parfois, les cristaux de pyrite sont disséminés dans la gangue (ga) carbonatée ou dans la limonite (Li). Dolomie ferrugineuse du Trias moyen, déblais de l'ancienne exploitation de la région Costillon (La Chapelle-sous-Aubenas). Section polie , L.N. G = 100 X (voir pages 305).



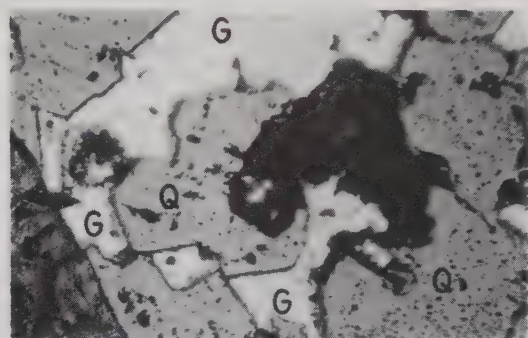
34



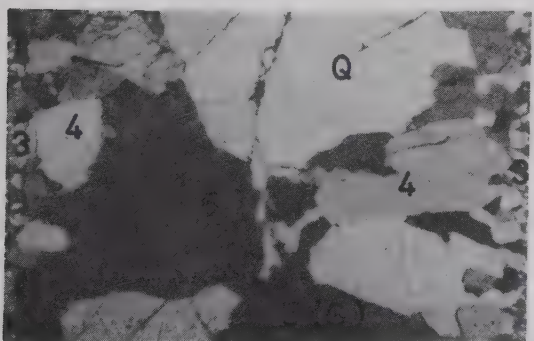
35



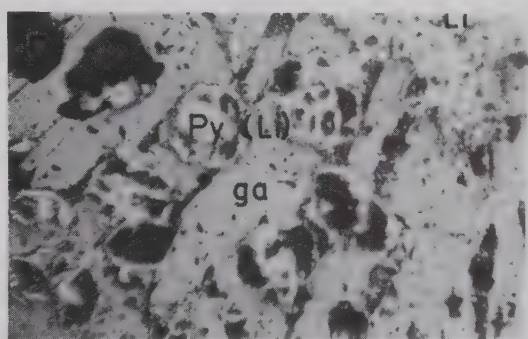
36



37



38



39

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DE LA QUATRIEME PARTIE - GITES METALLIFERES

(suite)

4. - Trias supérieur

Photo 40 : Association de : la limonite, l'oligiste, goethite et lepidocrocite à structure quasi rubannée. Grès ferrugineux du Trias supérieur. Merzelet. Section polie, L.P. G = 100 X (voir page 311).

5. - Lias supérieur

Photo 41 : Associations de cristaux lamellaires et entrecroisées de barytine dans un calcaire très gréseux de l'Aalénien au lieu dit Coustouille (Saint-Etienne-de-Boulogne). lame mince, L.P. G = 50 X (voir pages 314 et 320).

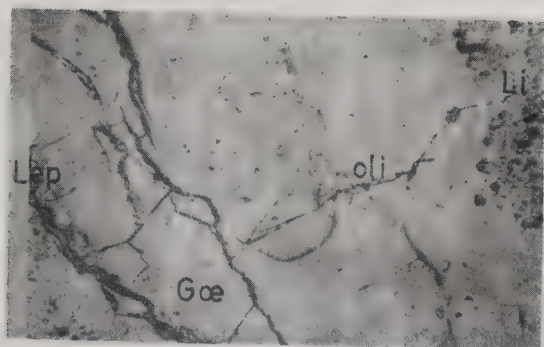
Photo 42 : Calcaire gréseux à ciment partiellement Blendeux (B1) montrant un quartz automorphe (Q1) à auréoles siliceuses et blendeuses, et un galet de quarzite (Q2) montrant un contour cristallographique, par endroit corrodé par le ciment carbonaté (Car). Lias moyen, au lieu dit Champagnac (Saint-Etienne-de-Boulogne) lame mince L.P. G = 50 X (voir pages 321, 323 et 488).

Photo 43 : Remplacement d'un organisme (Org) par la galène (G) en anneau. Calcaire gréseux du Lias moyen au lieu dit Champagnac. Section polie, L.N. G = 100 X (Voir le tableau n° 6 dans la partie métallogénie et page 490).

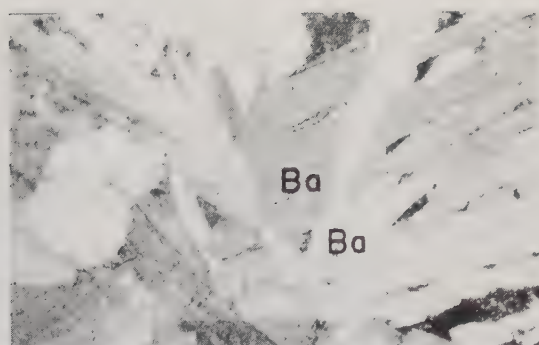
Photo 44 : Calcaire gréseux oolithique du Toarcien moyen montrant une fissure remplie par la calcite isogranulaire traversant une oolithe (Près de la ferme Cros-Clary, Saint-Priest). lame mince, L.N. G = 32 X (voir page 334).

6. - Jurassique moyen (Tableau)

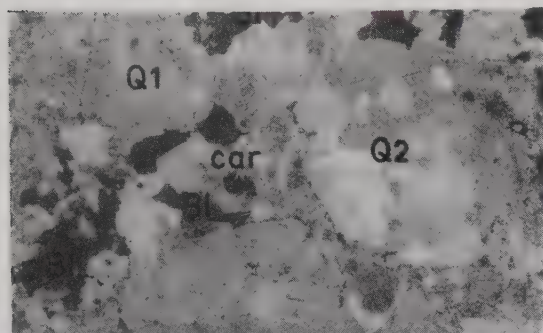
Photo 45 : Marno-calcaire gréseux et ferrugineux du Callovien, montrant des pseudoolithes et des oolithes composites remaniées. Quartier des Mines (Mines de Veyras-Privas). lame mince, L.N. G = 32 X (voir page 339).



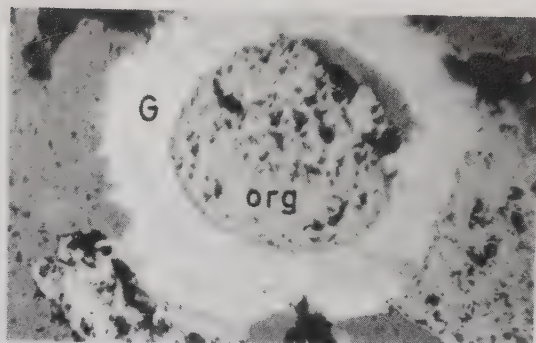
40



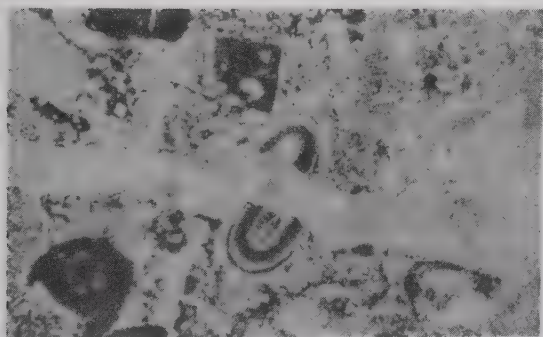
41



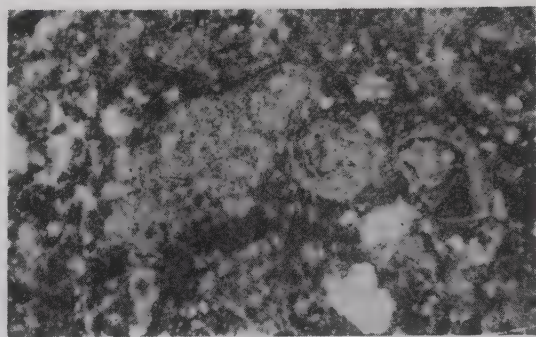
42



43



44



45

FIGURES DE LA QUATRIEME PARTIE - GITES METALLIFERES

- Fig. 28 : Schéma des travaux d'exploitation (pyrite de fer) (1941) du ruisseau de Grand Coste affluent rive droite de la Volane, un peu en amont du Pont de Bridou (dans du granite mylonitisé). (voir page 266).
- Fig. 29 : Exemple de diacalse minéralisée dans une anatexite près de la source minérale d'Aveillan (1 : anatexite, 2 : zone écrasée, 3 : argile noire contenant la pyrite, 4 : Anatexite écrasée, (voir page 268).
- Fig. 30 : Carte des anciens travaux, affleurements minéralisés et sondage de la région de Largentière (d'après les archives du Service des Mines). (voir page 273).
- Fig. 31 : Plan d'ensemble de la région minéralisée de Largentière (carte communiquée par la Société Penaroya). (voir pages 275 et 255).
- Fig. 32 a et b : Enregistrements obtenus à la microsonde de Castaingt sur section polie de minerai BPG montrant les impuretés et le porteur de l'argent (cuivre gris). (voir page 291).
- Fig. 33 : Extension de la zone minéralisée en fer de la vallée de la Lande (entre La Chapelle-sous-Aubenas, Merzelet ,Ailhon, Fons), (Concession). (voir page 303).
- Fig. 34 : Coupe dans le Trias de la région étudiée montrant les corrélations entre la minéralisation BPGC et l'épaisseur des couches (en partie d'après la S.N.P.A.) (voir pages 319 et 326).
- Fig. 35 : Bloc diagramme de la région étudiée montrant : a) les croupes cristallographiques Nord et Sud, schématiques et les paléoreliefs ennoyés par les formations permotriasiques ramenés à l'affleurement par l'érosion; b) la localisation de la minéralisation dans les zones d'épaisseur maxima de l'aurole liasique (Lias moyen et supérieur) (épaisseur des couches sur le diagramme doublée) (voir page 319).

FIGURES DE LA QUATRIEME PARTIE - GITES METALLIFERES (suite)

- Fig. 36 : Blocs diagrammes (épaisseur exagérée) de la région étudiée du Callovien montrant les épaississements localisés des formations suivant certains axes correspondant à des dépressions du socle et à la localisation des minéralisations. (voir pages 319 et 326).
- Fig. 37 : Carte générale des anciennes exploitations (avec report des failles rencontrées) de minerai de fer de la région de Privas, (1905). (voir pages 335 et 254).
- Fig. 38 : Carte du gisement de fer de la région de Privas, avec lignes isopaques des couches de minerai rencontrées (d'après les données de la carte établie par M. CH. LEDOUX en 1868. (voir page 338).

ASPERJOC

Pyrites de fer du Vivarais Travaux du Ravin de Coucourel (le ruisseau du Grand Coste)

Coupe longitudinale

Etat des travaux au 31-12-1941

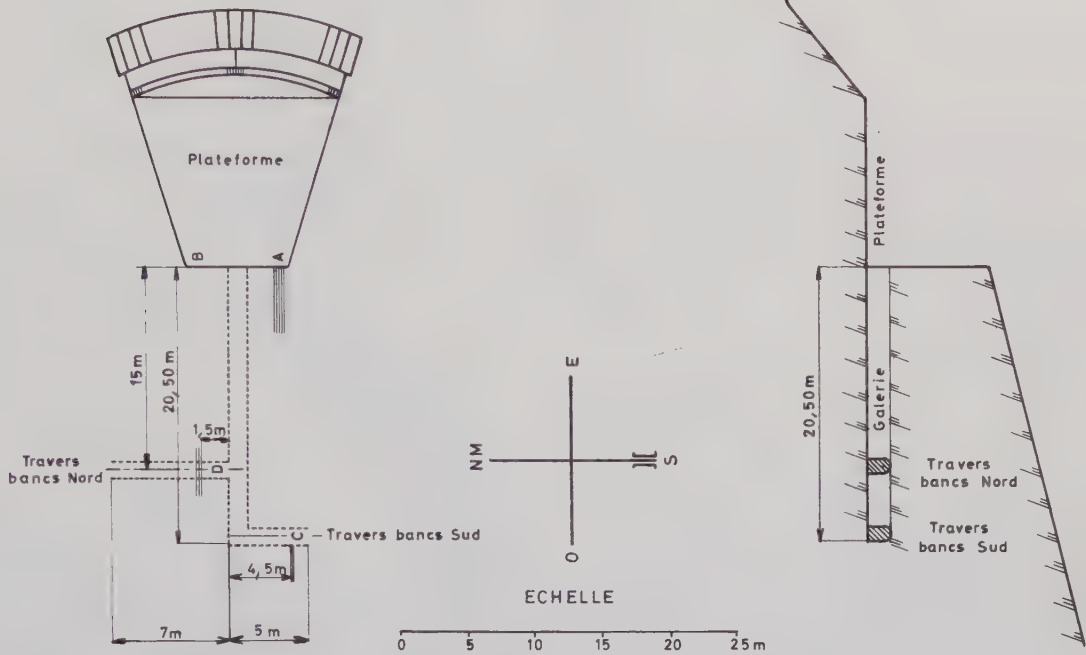


Fig: 28

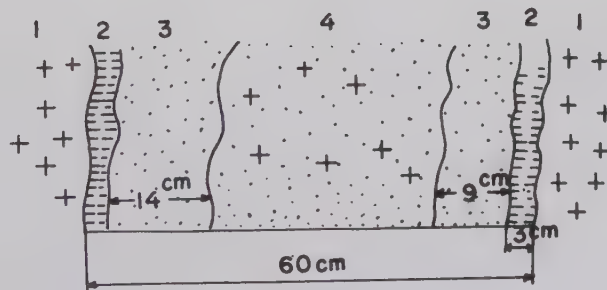


Fig. 29

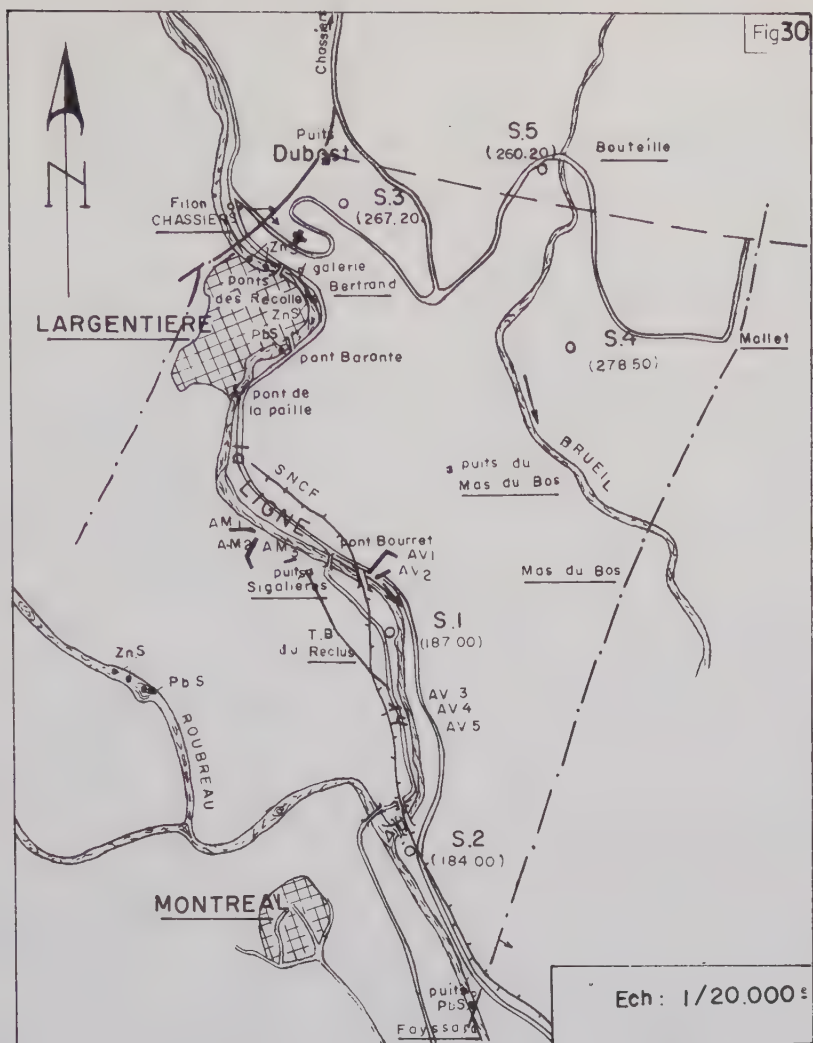


Fig. 32 a

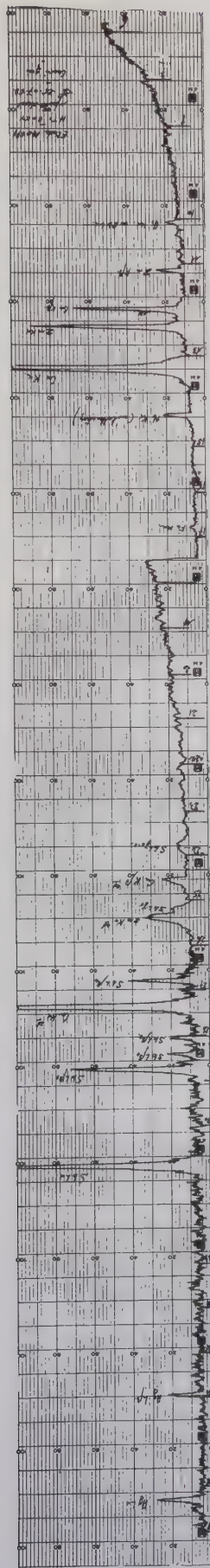
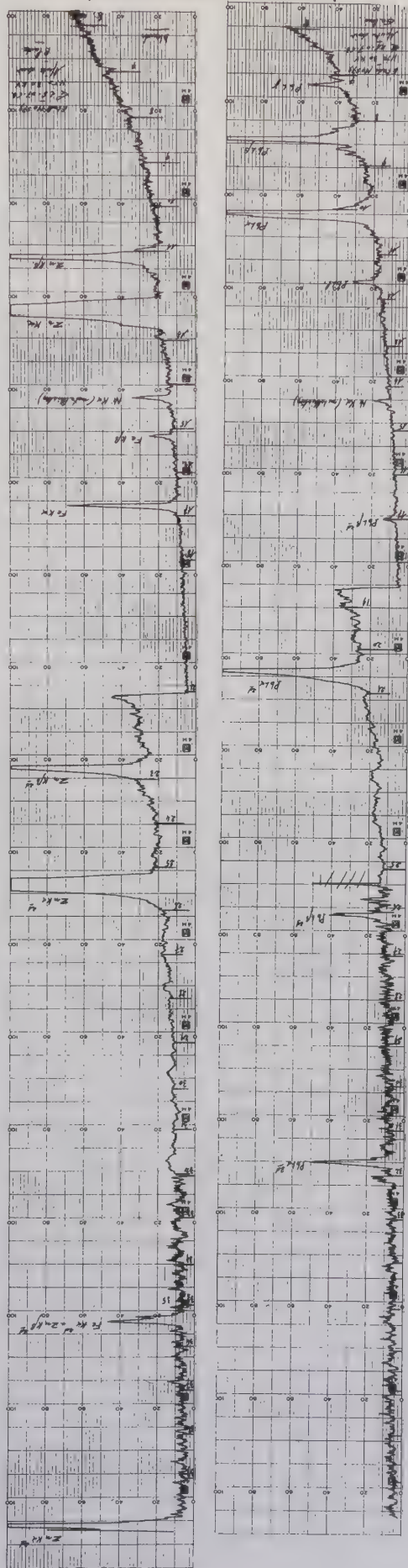
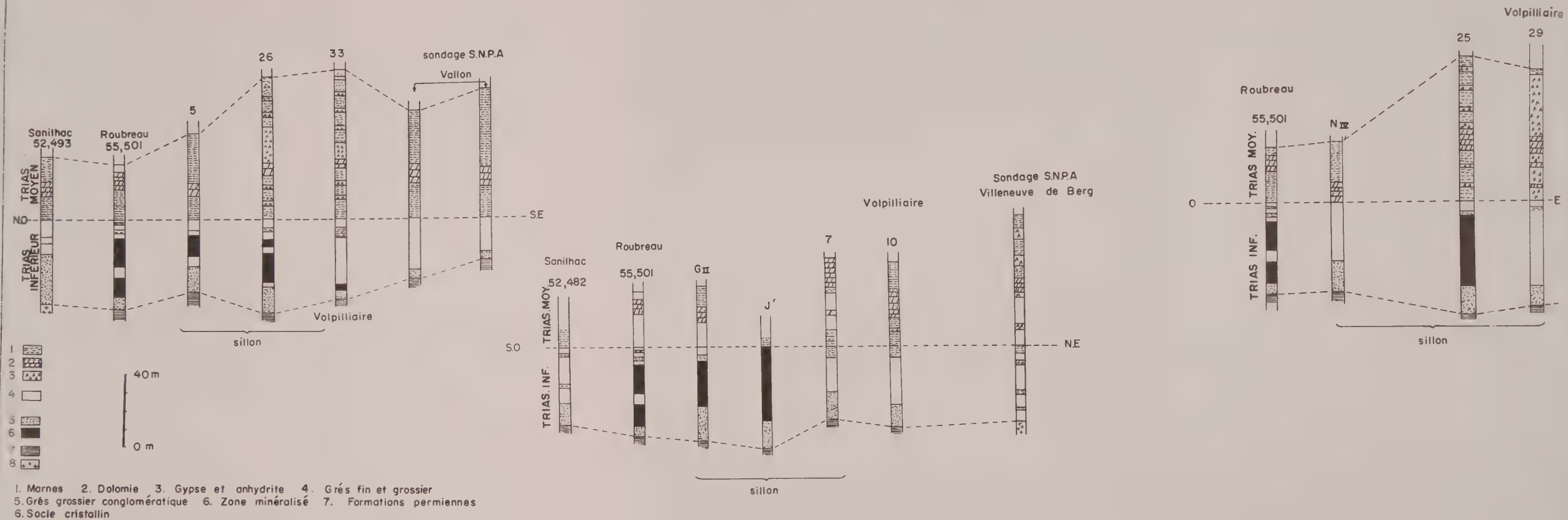


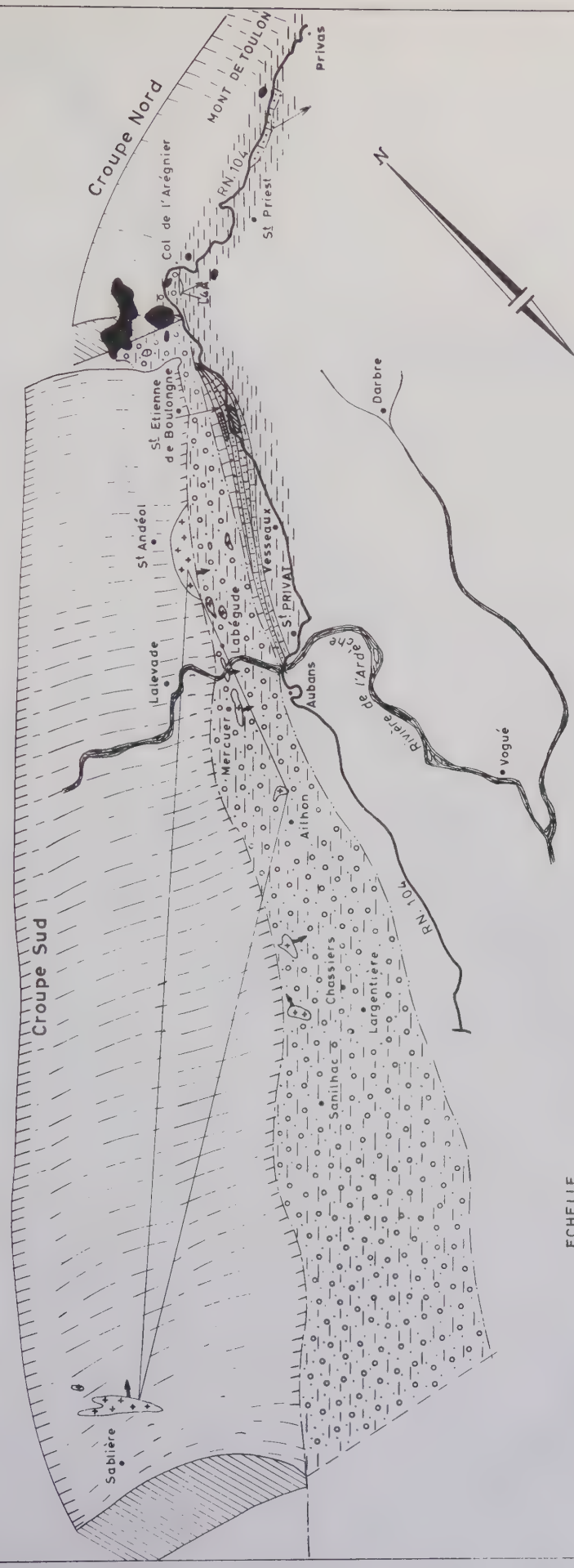
Fig. 32 b



[illegible]

$\text{Total} = 10,000 \text{ m}^2$





ECHELLE



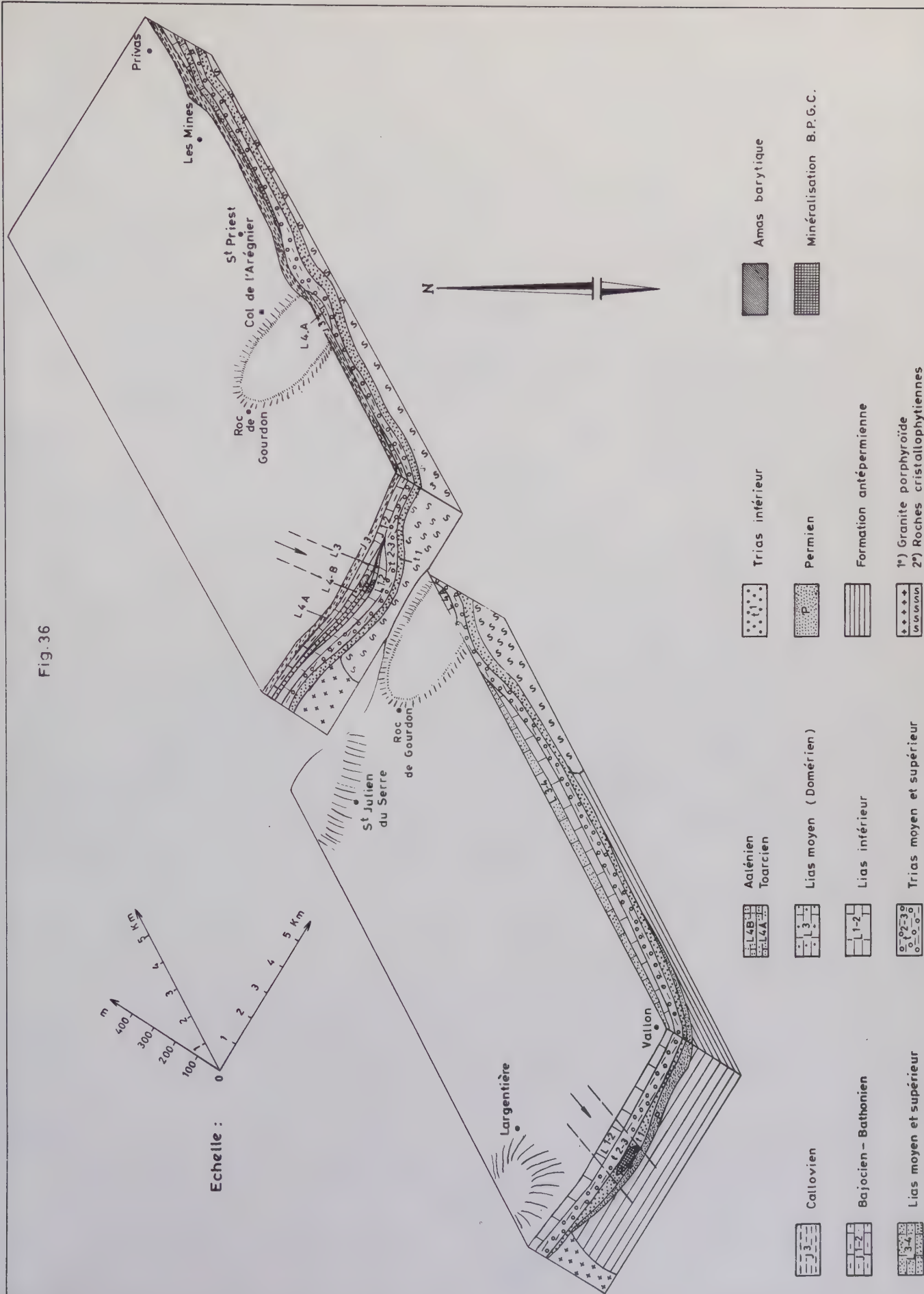
Villeneuve de Berg

LEGENDE

	Basalte ou Bréchévolcanique		Aalénien Toarcien		Minéralisation BRGC.
	Callovien		Lias moyen (Domérien)		Signe indiquant l'axe du chenal
	Bajocien - Bathonien		Lias inférieur		Signe indiquant l'inclinaison des Apophyses
	Lias moyen et supérieur		Trias		Contour et limite géologique
			Formation antépermienne		Triangle indiquant les trois Apophyses différents
			Granite porphyroïde		
			Amas barytique		

Fig. 35

Fig. 36



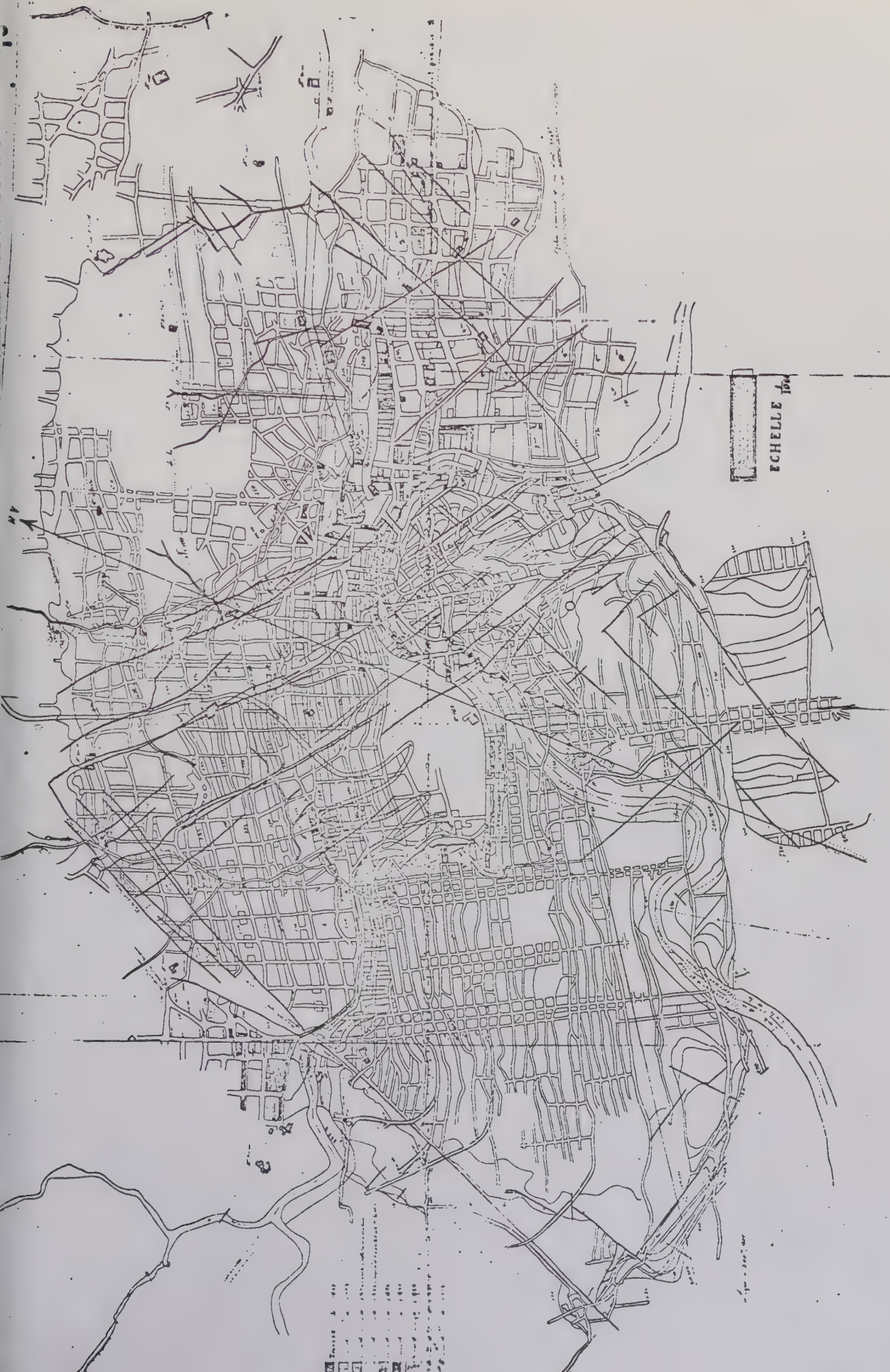
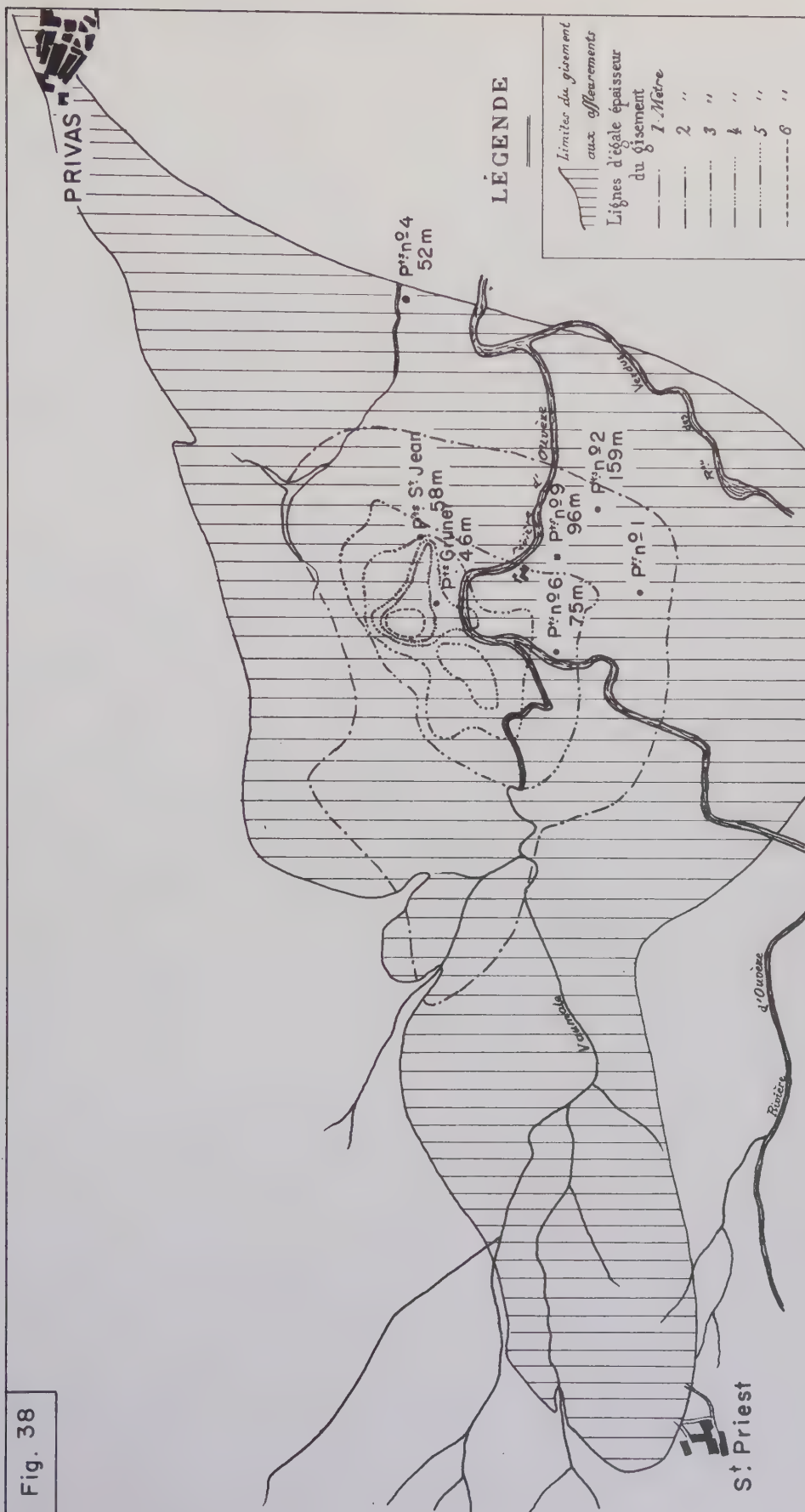


Fig. 37

Fig. 38



PARTIE ANNEXE

COUPE FAITE DANS LE CRISTALLIN, AU LIEU DIT CARRIERE D'UCHEL

- La coupe est faite dans le cristallin, sur la route Nationale 578 bis, en allant d'Uchel à Vals-Les-Bains. A 100 m de la carrière d'Uchel jusqu'au dernier virage de cette route grès grossier à faciès conglomératique du Trias inférieur comportant quelques galets de quartz roulés, avec un pendage de 20° environ et une direction générale N 140° E (voir fig. 39).

A à B-granulite à faciès gneissique blanc rosâtre assez pauvre en micas noirs, mais on voit très bien la linéation des paillettes de biotite ; juste au centre se remarque un septa de micaschiste très développé ; de sorte qu'on peut attribuer cet ensemble à un gneiss finement lité.

B - granulite à faciès gneissique avec abondance de lits de biotite (très bien orientés) ; à la surface la roche est noirâtre beige, mais en profondeur elle est gris blanc.

B à C - Dans cette partie se trouve une zone légèrement broyée de direction N 110° E.

C - Micaschistes très finement lités, sur 2 m après on a apparition de granulite à faciès gneissique à grenats roses.

D - Dans cette partie il y a très fréquemment de beaux petits cristaux de grenats et également abondance de petits joints.

E - Dans cette zone on voit la présence de cassures dont la direction la plus générale est N 110° E avec un pendage de N 20° E.

E - Zone de granulite à grenats et nodules de chlorite verte altérée ou bleu vert .

donc de C à E zone de granulite à faciès gneissique à grenats, mais à partir de la partie D, vers C et E les cristaux de grenats diminuent progressivement ; dans cette zone on trouve une micro-lentille ocellée de micaschiste feldspathique.

F-G - Carrière où l'on voit une granulite à nids pegmatitique comportant des enclaves de micaschistes riches en grenats, micaschistes altérés partiellement ou entièrement en micaschistes chloriteux, parfois de minuscules filonnets de quartz blanc ou filonnets de baryte contenant de la galène, pyrite et azurite. Les pegmatites contiennent assez fréquemment des géodes tapissées par du kaolin blanc et de beaux cristaux de calcite.

F - Cette partie contient assez abondamment des micas blancs avec des nodules de cordiérite.

G - Réapparition des micaschistes; ici on voit une petite lentille de gneiss sous forme d'oeil; sur 50 cm de part et d'autre de cette lentille le micaschiste est très évolué et contient du quartz sous forme de petits yeux.

G - H - Une fissure importante de direction N 110° E est visible, à deux mètres de cette fissure; on voit quelques petites concentrations de quartz

L - Montre une zone d'anatexite à cordiérite ; le contact micaschistes-anatexite n'est pas visible à cause d'une lacune de visibilité due au recouvrement par la végétation.

L - N - Anatexite à cordiérite contenant abondamment des septa de micaschistes dont l'épaisseur varie entre 50 cm et 2 m.

2 - ETUDE DE LA ZONE MYLONITIQUE MINERALISEE DANS LES GRANITES PORPHYROIDES D'AINAC PONT DE BRIDOU (Asperjoc)

2 - Observation macroscopiques (voir fig. 40)

A/ - CAILLOUX ROULES DE FORMATION RECENTE

- 1) 0 - 0,70 m : granite verdâtre, très altéré, contenant abondamment de la biotite et particulièrement^{de} la chlorite. La roche est jaunâtre en profondeur.
- 2) 0,70 - 0,86 m : filonnets de quartz, rubanné, agatisé, minéralisé en taches de pyrite, etc...
- 3) 0,86 - 1,44 m : granite à biotite à grain fin, verdâtre, comportant quelques minuscules filonnets de quartz discontinus dont l'épaisseur de chacun est de l'ordre centimétrique.

- 4) 1,44 - 1,69 m : cette partie comporte deux petits filonnets de quartz un peu agatisés et minéralisés en mouches de pyrite. L'épaisseur de chaque filonnet est entre 6 cm et 9 cm. Entre eux il y a un granite fin verdâtre.
- 5) 1,69 - 1,85 m : granite à grain fin, verdâtre.
- 6) 1,85 - 1,90 m : granite mylonitique, très brun et verdâtre.
- 7) 1,90 - 2,90 m : quartz massif brunâtre, gris foncé où on trouve souvent de la pyrite en mouches.
- 8) 2,90 - 6 m : zone argileuse noire, minéralisée en pyrite (mélnikovite) sous forme pulvérisée, ou amas irréguliers, dont le diamètre ne dépasse pas l'ordre de quelques centimètres ou sous forme d'association de cristaux en cube. Cette zone contient plusieurs petits amas enclavés de granite écrasé, pyriteux.
- 9) 6 - 8 m : granite jaunâtre altéré et écrasé.
- 10) 8 - 9 m : zone écrasée, mylonitique, brunâtre.
- 11) 9 - 9,40 m : zone argileuse noire ou grise minéralisée en fins cristaux de pyrite.
- 12) 9,40 - 10,10 m : granite écrasé, jaunâtre à muscovite.

3 - COUPE DU PERMIEN EFFECTUEE DANS LE RUISSEAU DES FLACHERES AU NE DE LARGENTIERE
(voir fig. 41)

A/ - 1. ROCHE CRISTALLOPHYLLIENNE

1°) Gneiss; à la surface d'affleurement, surtout au contact du Permien, la roche fraîche est rosâtre à cause de l'abondance de feldspaths roses. Les trainées et les lits biotitiques qui sont parallèles entre eux sont abondants; chlorite verte assez fréquente; des tâches jaunâtres provenant très probablement de l'altération des minéraux ferro-magnésiens sont quelquefois visibles. On trouve comme éléments constitutifs de taille moyenne : des grains de quartz xénomorphe, très bien visibles surtout à la surface

d'affleurement dont la taille ne dépasse pas de 3 mm, alors que celle des feldspaths est de 4 mm au maximum, rarement cependant.

B/ - FORMATION SEDIMENTAIRE DU PERMIEN

Niveau I

2^e) 0 m - 0,80 m : de la base, sur une longueur de 0,20 m, ce niveau comporte un grès grossier, mal cimenté, à calibrage mauvais très riche en quartz granitique roulé dont la taille peut être de 3,5 cm et en feldspaths roses dont la taille oscille entre 1 et 2 cm, paillettes de biotite intacte très abondantes; la roche est friable. Elle passe à un grès à grains à mauvais classement, mal cimentés, plus petits que les grains précédents. La roche est gris verdâtre et comporte localement un grès grossier très mal cimenté. Le sommet montre une surface sinueuse indiquant une faible érosion avant le dépôt postérieur.

3^e) 0,80 - 1,10 m : banc de brèche conglomératique avec abondance d'éléments anguleux et souvent arrondis dont la taille varie entre 0,10 et 0,15 m pour les cailloux de granite surtout, pour les cailloux de gneiss, et de micaschiste qui sont très nombreux et entre 0,02 m à 0,05 m pour les quartz roulés et les feldspaths roses qui ne sont pas rares. Les éléments constitutifs sont très mal cimentés. La roche est gris verdâtre.

4^e) 1,10 - 2,50 m : sur 0,20 m à partir de la base, c'est un grès vert assez grossier, micacé, friable, qui passe rapidement à une formation conglomératique comportant de très nombreux galets de quartz (anguleux ou arrondis), feldspaths roses et gneiss roulés. Le ciment est un grès argileux vert. Les paillettes de mica noir fréquent^{sont} sur une longueur de 0,17 m du sommet se remarque un grès assez fin friable, lité, extrêmement riche en lamelles de biotite presque intactes.

5^e) 2,50 - 3,00 m : niveau conglomératique très mal cimenté ayant d'innombrables pierres et cailloux de granite, de schiste chloriteux ou pas, de micaschiste, de gneiss lité et rubanné et de pegmatite comportant de grandes lamelles de muscovite et des cristaux de tourmaline noire, à ces pierres et à ces cailloux s'associent peu fréquemment toutefois, des blocs roulés pouvant atteindre, quoique rarement, la taille de 0,30 m. Ces blocs et ces pierres sont parfois eux mêmes composés par différents galets et éléments roulés comme le quartz, le schiste, les gneiss rubannés et les feldspaths roses qui sont assez abondants. Des points ferrugineux très fréquents^{sont}. Le ciment est gréseux (grès fin à mauvais classement). Ce niveau est beige à la surface d'affleurement ainsi qu'en profondeur; de plus il est très riche en lamelles de biotite et de muscovite non altérées sur une longueur de 0,10 m; au dessous du sommet il y a un grès assez fin vert tendre riche en biotite.

6°) 3 - 3,75 m : les 0,40 m de la base ^{sont} formés par un grès assez fin et assez bien calibré de couleur beige et verte, très micacé, vaguement lité, friable, dont la surface exposée aux intempéries, s'altère très facilement. Il passe brutalement à une formation bréchique possédant abondamment des cailloux roulés de grande taille, de sorte que toute la composition et disposition des éléments constitutifs ressemblent bien à la formation précédente (n° 5).

7°) 3,75 - 5,15 m : des bancs bien stratifiés de grès grossiers, beiges ou verts parfois riche en lamelles de biotite comportent des passages conglomératiques très mal cimentés. Le diamètre des éléments roulés varie de 5 à 8 cm. Le sommet de ce niveau est faiblement sinueux d'où une faible érosion avant le dépôt ultérieur.

8°) 5,15 - 6,15 m : couche de brèche conglomératique extrêmement mal cimentée comportant d'innombrables blocs de gneiss. Il y a aussi d'autres blocs dont quelques uns peuvent renfermer des cailloux des roches précédentes, la taille de ces blocs peut aller de 0,40 à 0,45 cm; il y a en plus des éléments anguleux ou émoussés de schiste, de micaschiste, de quartz, de pegmatite et des petits galets des formations précédentes; leur taille moyenne est de l'ordre de 0,12 m.

9°) 6,15 - 7,15 m : une formation de grès vert et beige en 3 bancs à grains relativement grossiers mal calibrés, contenant des grains de quartz et de feldspaths roses et des paillettes de mica blanc rarement de la biotite; quelques passées conglomératiques présentes entre ces bancs.

10°) 7,15 - 9,15 m : cette série se présente en plusieurs petits bancs de grès verts gris beige, à grains grossiers; en général la taille des éléments constitutifs varie très peu. La partie de grès vert est bien litée et contient abondamment des paillettes de mica noir et des cristaux roulés de feldspaths roses. Tous les petits bancs beiges ayant chacun l'épaisseur de 0,15 m environ possèdent abondamment des grains de quartz rosâtres et des tâches ferrugineuses mais les paillettes de biotite sont beaucoup moins nombreuses que celles des petits bancs gréseux verts.

Niveau II

11°) 9,15 - 13,15 m : gros banc vaguement stratifié de grès conglomératique comportant des passages de conglomérat extrêmement mal cimenté, renfermant de rares blocs de gneiss de 0,40 m de longueur et souvent des pierres et des cailloux de quartz surtout et de gneiss rubanné. Cette formation se présente à partir de 0,60 m au dessous du sommet de ce

niveau, mais la base est bien cimentée et très peu tendre.

12^e) 13,15 - 14,55 m : sur 0,60 m à partir de la base se présente un grès gris clair à éléments de taille moyenne presque constante très riche en paillettes de biotite et en grains de feldspaths roses. La roche est mal cimentée. Vers le sommet sont des argilites gréseuses rouges facilement friables.

13^e) 14,55 - 19,55 m : cette formation bien stratifiée à des strates d'un mètre environ d'épaisseur chacune. De la base jusqu'à 0,35 m ce niveau est formé par une arkose très consolidée ayant l'allure d'un granite comportant des éléments de taille moyenne qui sont des cristaux de quartz, des feldspaths roses, des lamelles de biotite abondantes. Au dessus reposent des argilites gréseuses parfois à éléments détritiques grossiers. Cette formation s'altère très facilement en surface d'affleurement. Il y a quelques passages conglomératiques extrêmement mal cimentés; à 17 m la formation conglomératique est importante, en y trouve des cailloux de quartz, de micaschiste, de gneiss surtout qui peuvent atteindre un diamètre de 0,20 m mais dont la taille moyenne est de l'ordre de 0,05 m. Vers le sommet vient un grès grossier contenant rarement des galets dont le diamètre puisse être de 0,09 m; le ciment est argileux; on remarque vers le sommet des passées d'argiles rouges foncées finement gréseuses et micacées.

14^e) 19,55 - 20,55 m : argilites à éléments détritiques fins, quartz, feldspaths roses et mica noir.

15^e) 20,55 - 21,00 m : arkose dur en un seul banc, comportant abondamment des cristaux de biotite fraîche, de quartz, de feldspaths roses, de chlorite verte et des traces jaunâtres produites très probablement par l'altération des niveaux ferro-magnésiens.

16^e) 21 - 25,05 m : argilites riches en éléments détritiques de taille moyenne; de 22,40 à 22,65 un conglomérat à éléments roulés de quartz de gneiss dont la taille va de 0,02 m à 0,08 m; le calibrage est extrêmement mauvais et mal cimenté. De 22,65 à 23,20 m, argilites riches en éléments détritiques de taille moyenne. De 23,20 à 23,65 formation conglomératique en un seul banc; la taille moyenne de ses éléments est 0,04 m. De 23,65 à 24,10 argilites gréseuses. De 24,10 à 24,35 grès arkosique très compact gris clair. De 24,35 à 25,05 argilites très gréseuses à éléments roulés (quartz et feldspath) de taille moyenne, très rarement cailloux de micaschiste, très riche en biotite ou cailloux de grès arkosique.

17^e) 25,05 - 25,50 m : arkose très dure à grains relativement

fins bien calibrés brun noir à la surface d'affleurement, gris noir à la roche fraîche; les minéraux détritiques de quartz, de feldspaths roses, surtout les lamelles de biotite et les ponctuations ferrugineuses sont assez abondantes et bien visibles à l'oeil nu.

18°) 25,50 - 27,00 m : cette formation se présente en trois couches stratifiées, constituées par des argilites assez riches en éléments détritiques grossiers, en fragments de micaschiste de gneiss et en dragées de quartz qui sont localement fréquentes.

Niveau III

19°) 27,00 - 27,40 m : grès grossier arkosique, compact, possédant localement des grains ou des phénocristaux de feldspaths roses, des galets de quartz dont la taille peut varier parfois entre 0,02 m et très rarement 0,06 m.

20°) 27,40 - 29,40 m : grès grossier, bien stratifié, rouge ou gris beige, un peu tendre, où se voient en abondance des paillettes de biotite ; la taille des éléments est moyenne et presque constante.

21°) 29,40 - 30,80 m : à partir de la base sur un mètre de long se trouve un grès arkosique à grains grossiers mal cimentés à mauvais classement; la roche est gris clair; vers le sommet viennent des argilites gréseuses à éléments détritiques de taille moyenne.

22°) 30,80 - 32,30 m : argilites micacées extrêmement riches en pistes de vers.

23°) 32,30 - 34,30 m : cette formation finement stratifiée comporte des joints argileux, elle est constituée par des grès grossiers à grains bien classés dans l'ensemble mais très mal cimentés. Le ciment est argileux. La roche est beige clair.

24°) 34,30 - 36,30 m : argilites franches tendres qui s'érodent facilement en surface d'affleurement.

25°) 36,30 - 38,30 m : argilites franches en six bancs, chacun de 0,15 m environ d'épaisseur avec passées d'argilites friables.

26°) 38,60 - 46,30 m : sur 2 m à partir de la base, il y a des argilites à galets de quartz de toutes tailles finement litées; toutefois à partir de 40,30 m les galets deviennent abondants, ils sont constitués en particulier de quartz, de schiste satiné et leur taille moyenne est de l'or-

dre de 0,05 m, entre 42 à 44 m les galets sont extrêmement fréquents et forment des bancs conglomératiques, mais quand on monte vers le sommet, le nombre de galets diminue progressivement; ces bancs sont bien stratifiés, ils font une dalle importante dans la topographie. Ces conglomérats sont assez bien cimentés surtout à la base et au sommet. Le ciment est formé par des argiles rouges.

27°) 46,30 - 56,30 m : de la base jusqu'à 2 m apparaissent des argilites franches plus ou moins micacées comportant d'innombrables pistes de vers. Au dessus reposent des argilites en petits bancs de 0,30 à 0,40 m et rarement 0,80 m (de 52 à 53 m); vers le sommet un banc d'argilites gréseuses dures est surmonté par une couche d'argilite franche facilement friable. Toutes ces formations montrent une très bonne stratification.

28°) 56,30 - 65,30 m : cette formation épaisse conglomératique se présente en strates dont la puissance est de l'ordre métrique; parmi les éléments détritiques roulés, c'est le quartz qui domine puis le schiste vert (chloriteux) satiné. La taille moyenne de ces éléments est de 0,03 m environ, les grains sont assez mal cimentés, le ciment est constitué par des argilites rouges.

29°) 65,30 - 68,50 m : argilites micacées en une seule bande.

30°) 68,50 - 71,50 m : grès conglomératique contenant assez fréquemment des galets de quartz. Le ciment est argileux; passées argileuses micacées.

31°) 71,50 - 73,00 m : argilites franches.

32°) 73,00 - 79,00 m : quelques lacunes d'observation des bancs successifs; en général ce niveau est un conglomérat à éléments roulés mal cimenté, formé surtout de quartz et de schiste très chloriteux.

33°) 79 - 85,50 : argilites franches rouges, micacées (très riche en pistes de vers).

de 81 à 81,50 argilites à grès grossier

de 81,50 à 85,00 argilites rouges micacées très riche en pistes de vers; sur 0,50 m au dessus se voient des argilites en un seul banc bien compact.

34°) 85,50 - 91,50 m : argilites micacées en bancs de 0,20 à 0,30 m tendre, avec 3 passées d'argilites très compactes grises ou rouges; la puissance de chacune varie entre 0,20 à 0,30 m.

35°) 91,50 - 100,00 m : sur cette distance les lacunes d'observation se succèdent les unes les autres. Parfois, dans ce niveau se présentent des affleurements d'argilite franches micacées stratifiées avec des intercalations de grès arkosique localement conglomératique. Il semble que le passage d'une formation à l'autre soit très rapide.

Niveau IV

36°) 100,00 - 103,50 m : grès arkosique très grossier, gris clair en profondeur, un peu tendre, les éléments constitutifs visibles à l'oeil nu sont : des dragées de quartz dont le diamètre peut être de 1 cm, des paillettes de muscovite et des taches ferrugineuses abondantes.

37°) 103,50 - 141 m : en général, lacune de visibilité mais quelques petits affleurements peuvent être vus. Ils sont constitués par des grès arkosiques souvent à tendance conglomératique, très mal cimentés, à calibrage très mauvais, riches en galets de quartz dont la taille peut aller jusqu'à 6 cm mais dont la taille moyenne est de l'ordre de 2,5 cm, en feldspaths rosâtres abondants légèrement kaolinisés, en paillettes de muscovites assez abondantes. On voit par endroit des taches ferrugineuses. Etant donné la lacune de visibilité on y remarque des intercalations d'argilites parfois un peu gréseuses.

38°) 141 - 216 m : généralement lacune d'affleurement, mais on trouve dans ce niveau d'une façon discontinue des intercalations d'argilités souvent rouges parfois bariolées (vertes et rouges) et de grès arkosiques grossiers parfois à tendance conglomératique.

Niveau V

Au-dessus reposent des formations de schiste noir marneux qui est dominant, finement lité, de grès arkosique à grains fins et d'arkose à grains très fins; dans ce lieu, ce niveau a été enlevé en majeure partie par l'érosion.

4- COUPE DE LA SERIE PERMIENNE EFFECTUEE DANS LA VALLEE DE LA LIGNE

(Hameau de Moulihet) (voir fig. 42)

Granite porphyroïde : vert, à rares phénocristaux de feldspaths potassiques mais riche en chlorite verte parfois altérée. Ce granite montre une zone très légèrement mylonitisée.

Niveau II

0 - 4 m : Grès grossier verdâtre hétérogène et assez mal cimenté, contenant rarement des galets surtout de micaschiste, dont la taille varie entre 5 et 12 cm, les grains de feldspaths roses de taille moyenne ne sont pas rares. Cette bande est inclinée vers le S.E.

4 - 6,30 m : Conglomérat très mal cimenté, très mal classé, contenant de nombreux éléments détritiques roulés, particulièrement des galets de quartz blanc ou parfois rosâtre, de schiste lustré, des galets de granite, de micaschiste dont la taille oscille entre 5 et 12 cm; les grains de feldspaths roses ne sont pas rares. La taille moyenne qui domine dans cette formation est de l'ordre de 6cm. L'épaisseur de ce niveau varie d'un côté à l'autre.

6,30 - 6,83 m : Psammite verte à éléments détritiques fins et légèrement friables.

6,83 - 7,66 m : Argilites rouges et vertes micacées.

7,66 - 8,66 m : Conglomérat mal calibré, mal cimenté, surtout à 0,50 m de sa base, mais au dessus il passe à une formation contenant des grains de taille moyenne et des galets de diamètre réduit. Dans ce niveau, la taille des galets varie entre 5 et 12 cm; ici les galets de micaschiste dominent.

8,66 - 9,66 m : Psammite verte à éléments roulés fins.

9,66 - 12,16 m : Conglomérat avec abondants galets de quartz qui sont légèrement mieux cimentés par rapport aux formations conglomératiques précédentes (sous-jacent).

12,16 - 13,03 m : Grès fin compact à la base (60 cm), très micacé, de couleur gris foncé à la surface, et gris brun en profondeur. Ce banc est finement stratifié; par dessus repose un grès sableux friable.

assez mal cimenté à ciment carbonaté contenantabondamment des paillettes de biotite et des tâches ferrugineuses.

13,03 - 14,53 m : Schiste marneux noir brillant, bien lité, légèrement plissoté.

14,53 - 24,66 m : Conglomérat à gros éléments roulés très hétérogènes, où le quartz blanc domine avec quelquefois des micaschistes ou schistes satinés, très mal cimentés, mica: blanc très peu abondant. Ce banc contient des joints de schistes argileux noirs. Il comporte également des lentilles assez importantes (de l'ordre métrique) de schiste noir argileux. A 13 cm de la base de cette formation, il y a un grès grossier mal classé très compact, contenant des fragments de micaschiste. La roche fraîche est rose, brun clair.

Niveau III

24,66 - 25,26 m : Passage de grès fin psammitique vert blanc avec une épaisseur très variable.

25,26 - 30,36 m : Argilites micacées comportant des passées de grès grossier à ciment d'argiles rouges et des passées d'argilites vertes micacées.

30,56 - 32,96 m : Banc gréseux avec des passées conglomératiques à gros éléments (micaschiste et quartz) dont le diamètre varie entre 11 et 17 cm et parfois des passées gréseuses fines à ciment argileux de couleur rouge.

32,96 - 38,96 m : Grès grossier dur bien cimenté, à mauvais calibrage, à ciment argileux, formant une falaise importante, et comportant des passages d'argilites de l'ordre métrique.

38,96 - 40,96 m : Conglomérat mal cimenté, mais légèrement mieux que les formations conglomératiques précédentes. Le ciment est argileux; il contient des galets (de quartz, de micaschiste etc...) dont la taille ne dépasse pas 7 cm environ.

40,96 - 41,76 m : Grès à éléments assez petits et bien calibrés, avec une bonne cimentation.

41,76 - 45,26 m : Argilites micacées en 6 bandes stratifiées avec 6 passées d'argiles vertes d'une épaisseur de 5 à 10 cm chacune.

45,26 - 48,16 m : Banc très résistant à tendance conglomératique, à gros éléments détritiques roulés (quartz et micaschiste) formant une dalle dans la topographie.

48,16 - 62,16 m : Lacune d'observation, le long de 70 m environ (jusqu'à la route Largentièrre-Tauriers) à cause de la végétation; mais on y voit des pointements discontinus qui sont formés par des argilites avec des passées de grès grossier à mauvais classement.

Cette formation d'après le pendage de 12 degrés a une puissance d'environ 14 m.

62,16 - 68,16 m : Argilites micacées contenant vers le sommet une bande de 40 cm de grès à ciment argileux. Les grès sont mal calibrés.

Grès grossier feldspathique du Trias inférieur, mal cimenté, extrêmement mal calibré à faciès conglomératique, contenant assez rarement des galets de quartz.

5 - COUPE DU PERMIEN EFFECTUEE SUR LA ROUTE D 223 (LARGENTIERRE-PRADE)

(voir fig. 43)

Niveau IV

1°) - Micaschiste et granite saccharoïde (de Rocles).

2°) - de 0-192, c'est une formation monotone comportant des interlites, des bancs d'argilites franches parfois un peu gréseuses avec des bancs de grès arkosique grossier très mal calibrés et assez mal cimentés. Parfois les feldspaths roses et les galets de quartz sont absents.

Etude microscopique :

Grès grossier feldspathique à ciment phylliteux, structure détritique.

Le quartz se présente en plages anguleuses de toutes tailles, parfois à structure onduleuse. Les feldspaths sont presque entièrement altérés. Quelques uns de ces cristaux de feldspaths potassiques sont fracturés et onduleux. Les lamelles de muscovite sont assez pauvrement^{re-} présentées.

Enfin on y remarque quelques rares trainées d'oxyde de fer (limonite).

3°) - 192-200 : La base de ce niveau est formée par un grès arkosique grossier à tendance conglomératique très mal calibré, assez bien cimenté, passant à un grès arkosique à grains fins ayant un classement meilleur, bien cimenté et compact.

Passage faille à rejet invisible.

Niveau V

4°) - 200-202 : Schiste micacé bien stratifié.

5°) - 202-204 : Argilites bariolées très tendres.

6°) - 204-207 : Un mètre de la base de ce niveau est formé par un schiste faiblement micacé finement lité puis il passe à un grès à grains fins micacés bien cimenté, bien stratifié, un peu mal calibré.

7°) - 207-230 : Lacune d'observation; on voit quand même un petit affleurement de schiste verdâtre finement lité.

8°) - 230-262 : Lacune d'affleurement.

9°) - 262-276 : La base de ce niveau est constituée par une psammite ou grès très riche en feldspaths et paillettes de mica, à grains fins (9m) et le sommet est formé de schistes noirs très compacts finement lités.

Micrographique

Schiste micacé gréseux-structure schisteuse, à grains classiques très fins (lutite au plus ou moins arénolutite), bien calibrés, Les grains de quartz étant très fins, de taille constante, et abondants. Les éléments phylliteux, paillettes de micas qui n'ont aucune direction privilégiée sont très abondants, très peu de carbonate minéral; opaque très rare.

10°) - 276-280 : Psammite à grains fins à très bon calibrage, dur, très bien lité, rosâtre à la roche fraîche, brun beige à l'affleurement.

11°) - 280-283 : Schiste vert légèrement noirâtre, très finement lité.

12°) - 283-284 : Argilites vertes micacées, comportant assez rarement des argilites noires non micacées.

13°) - 284-292 : Grès fin feldspathique, compact, micacé, à éléments charbonneux, formant des bancs bien lités. La roche est rose très clair. L'attaque du ClH 15 % et du bleu de thymol n'ont aucune action sur cette roche. Tout à fait au sommet de ce banc il y a (10 à 15 cm) d'argilites vertes.

Etude microscopique :

Grès feldspathique finement lité à structure détritique, à grains fins (arénite) tous de même taille.

Le quartz apparaît en abondance, en granules très fins et isomètres. Les feldspaths sont parfois très altérés, damouritisés ou séricitisés, ou en petites plages maclées, polysynthétiquement ^{et}intacts, y sont nombreux. Les paillettes de mica sont assez bien orientées. Les trainées fines d'oxyde de fer sont relativement peu nombreuses et orientées suivant les lits micacés (échantillon pris à 286 m à partir de la base).

14°) - 292-300 : La base de ce niveau est formée par un grès à éléments de taille moyenne, très micacé, très compact vaguement lité à ciment dolomitique, car l'action du bleu de thymol fait apparaître tout de suite après l'attaque de la roche la couleur vert brun, ce qui révèle l'existence de la dolomie. L'action du ClH dilué à 15 % n'a aucune influence. La roche est de couleur beige à l'affleurement, gris brun ou gris verdâtre à la cassure fraîche (puissance 1,10 m).

Au-dessus se trouve ^{un} schiste noir très finement lité, la base de ces bancs de schiste est formée par des intercalations d'argilites et de schistes verts très argileux; le sommet est sinueux indiquant très probablement une légère érosion, avant le dépôt ultérieur qui est constitué par du grès.

Niveau VI

15°) - 300-306 : Un niveau de grès formé d'éléments de taille moyenne, très compact, micacé, brun noir à l'affleurement, rosâtre en

profondeur; il fait une dalle importante dans la topographie; il est bien stratifié, l'épaisseur de chaque strate est de l'ordre de 0,40 m à 1 m (vers le sommet). Tout à fait au sommet il y a une passée de 0,15 m de schistes verts.

16°) - 306-311 : Des couches d'argiles rouges tendres et d'argilites vertes dominantes avec des passées schisteuses vertes de 5 cm d'épaisseur chacune.

17°) - 311-314 : Argilites compactes finement litées comportant des couches noires non micacées de l'ordre de 0,25 m environ d'épaisseur chacune et des couches plus minces et dures, vertes ou rouges.

18°) - 314-319,60 : La base de cette série comporte des argilites vertes. Cette partie est très tendre et elle s'érode très facilement. Le sommet est formé de grès fin (1,50 m) en bancs de 0,10 m avec des fines passées argilites rouges.

19°) - 319,60 - 322,60 : Psammite dure bien litée, à éléments constitutifs relativement fins.

20°) - 322,60 - 324, 60 : Argilites bariolées.

21°) - 324,60 - 332,60 : Des bancs successifs d'argilites multicolores (rouges, vertes, noires) micacées, bien lités.

22°) - 332,60 - 342,60 : Lacune d'affleurement.

23°) - 342,60 - 371,60 : Lacune d'observation, pourtant on peut voir quelques affleurements de bancs de grès arkosique, à grains très fins, gris verdâtres, très compact et homogènes dont la puissance est de l'ordre d'un mètre; le ClH 15 % ne l'attaque pas. On y remarque des minces passées d'argilites micacées vertes ou noires non micacées. En plus on y voit quelques petits affleurements d'arkose rosâtre à éléments très fins, bien compacts, bien calibrés, très riches en paillettes de muscovite.

Etude micrographique :

Grès arkosique à structure détritique à grains clastiques très fins (arénite) dont le calibrage est très bon.

Les plages de quartz y sont anguleuses, isogranulaires, très

abondantes. Un minuscule filonnet de quartz à grains isométriques traverse (la roche). Les feldspaths y sont très fréquents, quelquefois séricitisés ou damouritisés et de temps en temps intacts; on y remarque assez souvent des associations sphènes et leucoxènes.

Les paillettes de mica blanc sont abondantes mais les paillettes de mica noir sont rares.

On y voit une fine fissure remplie par l'oxyde de fer (limonite).

24°) - 371,60 - 400,60 : Lacune de visibilité; on remarque malgré tout quelques affleurements de schiste bien lité parfois micacé intercalés avec du grès très fin, friable, un peu micacé dont parfois les grains sont si petits qu'ils ne sont pas visibles à l'oeil nu. Quelques bancs de grès psammitiques peuvent y être observés.

25°)-400,60 - 431,60 : Lacune d'affleurement; de temps en temps se présentent des petits pointements de grès fin, gris clair à noirâtre, compacts, micacés, vaguement lités. Ni le ClH 15 % ni le bleu de thymol n'y provoquent de réactions.

26°) - Passage d'une faille de direction sensiblement E.O. dont le rejet n'est pas discernable.

27°) - 431,60 - 454,60 : Lacune d'observation mais quelques rares petits affleurements de grès fin, bien cimenté s'y présentent. Le calibrage est bon, la roche est bien litée.

Le Trias supérieur

28°) - Le Trias supérieur se présente sur plusieurs mètres avec un faciès grès fin ou grossier parfois conglomératique, mal cimenté à ciment souvent argileux. Tout à fait vers le sommet, l'ensemble est formé par un grès grossier feldspathique très mal calibré et mal cimenté à galets de quartz et parfois de grès fin verdâtre micacé qui comporte des grains feldspathiques roses ou blancs altérés, auxquels s'associent souvent des minéraux ferromagnésiens. La couleur est blanche beige ou jaunâtre, stratification nette; le pendage est l'ordre de 10° N 140 E environ tandis que celui du Permien est en moyenne de 15° N 140 E.

6- COUPE DU PERMIEN AU TRIAS SUPERIEUR EFFECTUEE AUX ENVIRONS DU HAMEAU CHAUNE

(voir fig. 44)

1^o) - Lacune d'affleurement.

2^o) - 0 - 0,60 m : schiste beige ou rougeâtre en nombreux petits bancs de 2 à 5 cm finement lité.

3^o) - 0,60 - 1,60 m : argilites rouges dominants et argilites vertes avec des passées schisteuses (passées pélitiques) en petits bancs de 2 cm.

4^o) - 1,60 - 3,70 m : sur 0,50 m de la base se remarquent des marnes très argilo-gréseuses montrant des fragments de schiste très fin ; au dessus de ces dernières repose 0,50 m d'un schiste vert feuilleté ; tout au sommet se trouve des grès arkosiques très fins et très compacts disposés en plusieurs bancs.

Etude de lame mince effectuée au sommet du banc des marnes argilo-gréseuses

Marnes très argilo-gréseuses à structure détritique, cryptocristallines, partiellement finement cristallisées. Grains clastiques très fins (arénolutite), calibrage bon.

Des plages de quartz clastique très anguleuses de taille petite et constante abondamment représentées. Des trainées discontinues mar-no-argileuses de teinte gris foncé en L.N. se remarquent dans un fond de marnes claires très argileuses ou d'argiles un peu marneuses. Quelques granules d'épidote s'y présentent. Les fragments de schiste sont moins abondants que les grains de quartz.

5^o) - 3,70 - 7,50 m : un niveau formé par des bancs successifs de schistes et d'argilites feuilletées.

6^o) - 7,50 - 10,50 m : cette partie comporte pendant un mètre à partir de la base grès arkosique micacé, très fin et très compact rouge brunâtre ; à 10 cm du sommet de ce banc de grès se trouve une couche d'argilites micacées très compactes. Puis à 1,20 m viennent des argilites vertes et rouges feuilletées friables qui à 0,80 du sommet se présentent en 3 bancs très compacts.

7°) - 10,50 - 17,00 m : argilites micacées vertes et rouges se présentant successivement en bancs de 0,20, à 0,35 m bien stratifiés et très compacts; ou bien elles apparaissent feuilletées, friables, peu résistantes à l'érosion.

8°) - 17,00 - 17,50 m : Grès fin compact se présentant en 3 bancs dont les éléments constitutifs ne sont pas visibles à l'oeil nu. A l'affleurement la roche est de couleur beige mais fraîchement cassée elle est brun foncé.

Trias Inférieur

9°) - 17,50 - 25,50 m : Grès feldspathique grossier assez mal calibré, à ciment argileux (pas d'effervescence à l'action du ClH 15%) peu compact; le calibrage de grains détritiques est très mauvais. Les clastiques : quartz roulés, localement assez abondants dont la taille peut atteindre un centimètre environ; les feldspaths peu nombreux sont très souvent kaolinisés; les paillettes de muscovite sont très rares. Cette série se présente en strates bien régulières; l'épaisseur de chaque banc oscille entre 0,20 et 0,40 m. Des tâches ferrugineuses localement réparties dans la base de la série sont abondantes; parfois s'y présentent des petites concentrations de minerai de fer. A partir de 21m, la zone gréseuse très ferrugineuse devient de plus en plus fréquente, d'abord sous forme d'ovoïdes ou de miches puis vers le sommet sous forme de strates discontinues sur une largeur de 2 m avec puissance entre 0,10 et 0,20 m.

10°) - 25,50 - 26,70 m : Sur 0,15 m de la base se trouvent des argiles sableuses vertes et brunâtres; au dessus vient un grès fin brunâtre, compact, à bon calibrage, riche en points ferrugineux; ce niveau apparaît en deux bancs séparés par un joint argilo-sableux vert et brun qui n'a pas d'effervescence sous l'attaque du ClH 15 %.

11°) - 26,70 - 31,10 m : A la base il y a un grès fin lité friable souvent blanc parfois brun ou gris clair, compact, localement très riche en ponctuations ferrugineuses; vers le sommet ce grès devient un peu grossier. Ce niveau se présente en bancs variant chacun entre 0,10 et 0,50 m d'épaisseur. (Toutefois ce dernier chiffre est très rare). Entre ces bancs il y a parfois ^{un} grès fin argileux vert légèrement friable.

12°) - 31,10 - 32,70 m : de 0 à 0,3 m, la base de ce niveau est formée par un grès fin très argileux, lité, mais un peu friable puis viennent 7 bancs de grès fin, assez bien calibré, compact, localement très riche en tâches ferrugineuses. Quelques uns de ces bancs sont séparés par une mince couche de grès sableux, très argileux.

13°) - 32,70 - 33,40 m : grès fin en 5 bancs, pas d'effervescence à l'attaque du ClH 15 %.

14°) - 33,40 - 34,00 m : Grès fin blanc, compact.

15°) - 34,00 - 53,00 m : Lacune d'affleurement. Immédiatement au dessous du premier affleurement visible il y a un ravin ayant 4 m de profondeur suivant une ligne verticale.

Observation du ravin

Le Trias inférieur se présente au sommet d'une façon nette; il s'agit de 4 m de grès très fin verdâtre, apparaissant sous forme de nombreuses strates, comportant beaucoup de points ferrugineux. Ces bancs sont parfois séparés par des argilites vertes. Tout à fait au sommet, apparaissent des argilites vertes à 0,50 m au dessus desquelles viennent les formations suivantes :

Trias moyen

16°) - 53,00 - 57,55 m : ce niveau se présente en bancs successifs de dolomie compacte et de marnes soit de bas en haut :

- 0,40 m : dolomie compacte beige finement cristallisée.
- 0,40 m : marnes vertes feuilletées.
- 0,40 m : dolomie compacte beige comportant des cassures remplies par la calcite.
- 0,50 m : marnes vertes finement feuilletées friables.
- 0,45 m : dolomie beige compacte.
- 0,50 m : marnes vertes finement feuilletées.
- 0,40 m : dolomie beige pâle.
- 1,50 m : plusieurs bancs successifs de marnes vertes et de dolomie beige; l'épaisseur de chaque banc varie entre 0,03 m et 0,40 m.

17°) - 57,55 - 64,35 m : Marnes vertes, très pâles, friables, compactes, parfois en minces couches ferrugineuses. Vers le sommet de ces marnes sont intercalés de petits bancs de 0,02 et 0,05 m de puissance, de calcaires parfois très légèrement gréseux ou un peu dolomitique; l'attaque du ClH 15 % donne une effervescence violente. A 0,50 m du sommet repose un calcaire gréseux en 3 bancs brun ou gris brunâtre riche en géodes remplies par de la calcite. Enfin au dessus de ce calcaire se trouve une série de marnes noires, très friables, finement litées comportant de fines intercalations marno-calcaires (à l'effervescence sous l'action du ClH 15 %) un peu dures brunes à l'affleurement, gris foncé à la cassure fraîche; l'épaisseur de ces minces intercalations ne dépasse pas 0,03 m.

18^o) - 64,35 - 75,35 m : bancs successifs de marnes noires ou vertes et de calcaire dolomitique, brun, très fissuré, rempli par de la calcite blanche. La cassure est presque lisse.

Etude microscopique :

(lame mince faite ausommet du dernier banc calcaire dolomitique).

Calcaire dolomitique gréseux très finement ferrugineux à structure détritique où les grains clastiques de petite taille ont un mauvais classement (arénite).

Les grains roulés de quartz se présentent en très fins cristaux isolés ou en plages jointives. La calcite se voit sous forme de plages isogranulaires (l'attaque du ClH 15 % sur l'échantillon donne une effervescence très violente). La dolomite apparaît peu nombreuse sous forme de fines sections losangiques. La barytine en cristaux lamellaires est très pauvrement représentée.

On remarque aussi dans cette roche un peu d'oxyde de fer qui lui donne une couleur brune. (La roche est poreuse et lardée de calcite blanche secondaire (épigénétique)).

19^o) - 75,35 - 76,55 m : A 0,60 m de la base de cette série on voit des fins bancs successifs de marnes vertes et noires et de calcaire dolomitique capucin. De 0,60 m jusqu'au sommet il y a de gros bancs formés soit de dolomie ^{de} calcaire, soit calcaire dolomitique. Le ClH 15 % produit une effervescence dans le dernier banc.

20^o) - 76,55 - 78,15 m : Grès fin blanc compact à grains bien classés, en plusieurs petits bancs dont l'épaisseur oscille de 0 à quelques centimètres.

21^o) - 78,15 - 79,85 m : Marnes vertes finement litées.

Trias supérieur

22^o) - 79,85 - 84,45 : 1,60 m de la base de ce niveau est formé par un grès fin, compact, bien stratifié, à éléments bien classés de 81,45 à 82,15 : grès fin très argileux vert, un peu friable, à grains bien classés, au sommet duquel vient un grès blanc, compact en strates bien régulières.

23^e) - 84,45 - 94,75 m : La base de cette partie est formée par un grès fin blanc parfois brun, compact à éléments bien calibrés. De 91,65 à 92,75 grès fins verts à ciment argileux et légèrement friables. Au sommet duquel vient un grès fin vert micacé assez friable.

24^e) - 94,75 - 97,15 m : Grès fin compact blanc comportant par endroit des galets de grès riche en oxyde de fer. Le sommet de ce niveau passe très rapidement à une formation de grès grossier feldspathique conglomératique.

25^e) - 97,15 - 100,15 m : grès grossier feldspathique à tendance conglomératique très mal calibré et mal cimenté, se présentant en plusieurs bancs. La roche est brune et extrêmement riche en oxyde de fer; elle contient abondamment des galets de quartz et de feldspaths rares. Le sommet de ce niveau passe très rapidement à un grès fin.

26^e) - 100,15 - 102,15 m : Grès fin blanc à grains bien calibrés et bien cimentés; sur 0,60 m au dessous du sommet se trouve un grès vert très micacé un peu friable.

27^e) - 102,15 - 103,15 m : Grès feldspathique, très grossier à calibrage très mauvais, riche par endroits en ponctuations d'oxyde de fer. Les cristaux roulés de feldspath rose et quelques dragées de quartz dont la taille peut aller jusqu'à deux centimètres sont peu nombreux.

28^e) - 105,15 - 107,75 m : Grès fin compact bien stratifié blanc ou parfois brun comportant d'innombrables points ferrugineux; au sommet reposent (0,80 m) des argilites vertes.

29^e) - 107,75 - 108,75 m : marnes vertes rouges finement li-tées.

30^e) - 108,75 - 113,45 m : Grès feldspathique grossier, très mal cimenté contenant beaucoup de grains de feldspaths et partiellement un grès très ferrugineux.

31^e) - 113,45 - 115,25 m : Sur 0,15 m à partir de la base, argilites vertes avec présence d'argiles rouges, puis sur un mètre, grès un peu grossier brun riche en taches ferrugineuses.

32^e) - 115,25 - 116,75 m : Grès grossier très mal cimenté ferrugineux, feldspathique (feldspaths roses assez fréquents).

33^e) - 116,75 - 117,75 m : Argilites bariolées (rouges et vertes).

34^o) - 117,75 - 120,15 m : Sur 0,50 m à partir de la base se présente un grès conglomératique possédant des galets de grès blancs puis 0,50 m argilites vertes, puis 1,20 m de grès conglomératique très mal cimenté, très ferrugineux, à mauvais calibrage ; enfin 0,20 m du sommet sur une longueur de 0,20 m des argilites vertes à éléments roulés assez grossiers.

35^o) - 120,15 - 122,55 m : Grès blanc grossier assez bien cimenté, compact; par endroit il contient des galets de quartz dont le diamètre peut être de 4 cm et des grains de feldspath rose, il comporte également des parties très ferrugineuses sous forme de miches.

36^o) - 122,55 - 124,05 m : La partie inférieure de ce niveau est formée par un grès fin bien classé mais mal consolidé (0,60 m). Au sommet duquel se voient parfois des marnes multicolores disposées d'une façon discontinue.

37^o) - 124,05 - 126,55 m : Grès feldspathique grossier à tendance conglomératique très mal cimenté, mal calibré, bien stratifié.

38^o) - 126,55 - 127,10 m : Grès très grossier feldspathique contenant plusieurs galets détritiques quartzeux et feldspathiques mal cimentés à très mauvais classement; à partir de 129 m jusqu'au sommet la stratification n'est plus visible.

A partir de 130,50 m lacune d'affleurement.

7 - COUPE DU TRIAS AFFLEURANT SUR LA ROUTE NATIONALE 578 bis DE VALS-LES-BAINS A PONT D'UCEL

1^o) - Le granite d'anatexite est extrêmement riche en biotite et assez pauvre en phénocristaux de feldspaths potassiques.

Trias inférieur

A/ - GRES GROSSIER CONGLOMERATIQUE

2^o) - 0 - 1,50 m : Lacune d'affleurement.

3^e) - 1,50 - 13,50 m : Grès feldspathique micacé, en un seul banc sans autre limite de stratification visible à l'intérieur en gros banc. Sur 0,15 m à partir de la base, cette formation est ferrugineuse à teinte gris brun et beige. Ce grès feldspathique est constitué par des grains clastiques grossiers très mal calibrés à tendance conglomératiques où les éléments feldspathiques, roses et blancs, parfois kaolinisés sont fréquents et les galets de quartz émoussés, surtout roses, ne sont pas rares ; leur taille oscille de 2 à 8 cm. Les paillettes de muscovite sont abondantes.

Ce banc fait une dalle dans la topographie. La couleur de cette formation est gris brun ou brun clair à brun foncé à la surface d'affleurement mais la roche fraîchement cassée est gris verdâtre, gris clair, beige clair à brun clair.

4^e) - La faille a un pendage 65° N 115 E (de direction N 205 E) ; le compartiment S E est abaissé de 5 m environ.

B/ - GRES FELDSPATHIQUE GROSSIER

5^e) - 13,50 - 25,50 m : Grès grossier en un gros banc sans autre surface de stratification visible à l'intérieur du banc. Il est constitué par des éléments détritiques souvent de taille moyenne, très mal calibrés où les feldspaths roses ou blancs de temps en temps kaolinisés, ne sont pas rares. Les galets de quartz, fréquents à la base de ce banc : sont néanmoins moins nombreux que ^{dans} le banc précédent. Ces galets quartzeux sont orientés dans tous les sens et allongés suivant leur grand axe. Dans ce banc, on remarque de la base au sommet une quantité décroissante de galets de quartz (car au sommet on n'en voit presque jamais) ; un grand décroissement sensible des taches ferrugineuses brunes produites par l'altération des minéraux ferromagnésiens se présente localement. Ce gros banc se termine par 2 cm de marnes vertes finement micacées.

6^e) - 25,50 - 25,90 m : Argiles peu sableuses micacées.

7^e) - 25,90 - 26,00 m : Argiles vertes micacées.

8^e) - 26,00 - 26,55 m : Sable un peu argileux finement micacé.

9^e) - 26,55 - 27,79 m : ~~arg.~~ Alternances de petits bancs sablo-gréseux à éléments fins et d'argiles vertes très peu micacées.

10^e) - 27,79 - 29,47 m : Grès grossier en gros banc vaguement stratifié. A sa base, les éléments sont très grossiers et très mal classés,

comportant des feldspaths kaolinisés; de bas en haut on voit un léger grano-décroissement de sorte que vers le sommet les grains clastiques sont plus ou moins grossiers et mal classés ; on remarque quelques dragées de quartz roulés blancs et rarement rosâtres.

11°) - 29,47 - 29,73 m : Sur 4 cm à partir de la base il est formé par des argilites vertes; celles-ci passent brutalement à un grès cohérent assez riche en points ferrugineux plus ou moins bien calibrés.

Etude microscopique :

Une lame mince effectuée au sommet du banc de ce grès montre les caractères suivants :

Grès fin (arénite) : Bien calibré, à ciment phylliteux.

Le quartz à grains très petits, anguleux; de fines paillettes de mica blanc s'associent au ciment de la roche sont très abondants. Les feldspaths sont rares. Le leucoxène, le rutil, la chlorite verte, les minéraux ferromagnésiens (pyroxène) et l'oxyde de fer s'y présentent en très faible quantité.

12°) - 29,73 - 30,30 m : Grès riche en taches brunes.

Micrographie

En plaque mince on remarque :

Grès feldspathique (arénite) assez bien calibré, à grains jointifs, localement quartzitique.

Le quartz qui constitue une grande partie de la roche, se présente en grains anguleux jointifs. Les feldspaths potassiques sont assez peu abondants, ils sont souvent frais et rarement poussiéreux ; les plagioclases sont très peu fréquents. Ils se présentent en fines macles polysynthétiques. Les minéraux accompagnant les minéraux principaux et qui sont très rares sont : le sphène qui apparaît avec ses contours cristallins, l'apatite xénomorphe isolée, le leucoxène : les paillettes de biotite et de muscovite, l'épidote, le séricite, les minerais opaques (magnétite).

13°) - 30,30 - 30,61 m : Sur 10 à 14 cm à partir de la base, la formation est constituée par des argilites renfermant des rognons dolomitiques. Au-dessus vient un grès fin verdâtre à éléments clastiques assez bien classés.

Etude microscopique :

Une lame mince faite dans la dolomie rognoneuse existant dans les argilites révèle les caractères suivants :

Dolomie un peu gréseuse, un peu ferrugineuse, finement cristallisée (arénite). La roche est formée presque entièrement par la dolomie cristallisée sous forme de petits cristaux losangiques.

Quartz anguleux à bon calibrage, de taille assez petite, relativement abondant.

L'oxyde de fer (limonite) ayant imprégné la roche est abondant et donne une couleur brune à la roche.

14^e) - 30,61 - 31,05 m : Argiles vertes et noires renfermant des rognons ou des bancs rognonneux de dolomie beige clair à la surface d'affleurement. Ce banc ne montre pas la même épaisseur partout; il réduit à 22 cm dans chaque partie la plus mince.

Etude microscopique

Une étude microscopique effectuée sur un rognon de dolomie intercalé dans les argiles permet les remarques suivantes :

Dolomie très finement gréseuse (arénolutite) finement cristallisée, à cristaux micro-isogranulaires, très souvent cristallisés en cristaux losangiques.

Le quartz apparaît en petits cristaux anguleux, en très faible quantité.

L'oxyde de fer (limonite) apparaît très peu; cette pigmentation résiduelle de l'oxyde de fer se plaçant uniquement sur les contours des cristaux, permet de restituer les formes de chaque individu des éléments constitutifs. D'ailleurs, cette pigmentation rouille est assez uniforme et elle donne à la roche une teinte brun rouille.

15^e) 31,05 - 34,69 m : Grès grossier feldspathique en deux gros bancs : l'un de 1,84 m formant la base et l'autre de 1,80 m, constituant le sommet. La roche est assez mal consolidée, elle est très hétérogène et les éléments y ont un mauvais classement. Le banc inférieur est assez riche en dragées de quartz émoussé. Les grains de feldspaths clastiques, roses ou bleus parfois altérés, sont abondants.

16°) - 34,69 - 35,68 m : Trois bancs de grès fin et moyen plus ou moins compacts macroscopiquement, à éléments détritiques bien calibrés, de couleur gris verdâtre. Chaque banc est séparé par une passée argilo-gréseuse, très finement micacée, tendre.

17°) - 35,68 - 36,68 m : Grès grossier feldspathique assez riche en dragées de quartz roulés. Les cristaux de feldspaths émoussés, de temps en temps altérés, donnant des tâches blanchâtres, sont abondants.

18°) - 36,68 - 39,32 m : Grès fin en deux gros bancs; celui de la base a une épaisseur de 1,86 m et l'autre de 0,76 m. Les éléments clastiques apparaissent macroscopiquement bien classés. Ces deux bancs comportent des passées de grès grossier ayant un très mauvais calibrage.

C/ - GRES FELDSPATHIQUE FIN

19°) - 39,32 - 40,10 m : Sable argileux micacé, vert.

20°) - 40,10 - 41,32 m : Grès fin, à grains bien calibrés, cohérents, comportant des traces ferrugineuses. La roche est brune et gris verdâtre.

21°) - 41,32 - 41,78 m : Sable fin, argileux, vert, très micacé.

22°) - 41,78 - 42,60 m : Grès fin, compact à éléments bien calibrés, riche en points rouilles.

23°) - 42,60 - 43,50 m : Sable fin argileux, micacé, tendre.

24°) - 43,50 - 44,90 m : Argiles sableuses, comportant des passées de sable fin argileux; cette couche se termine en biseau vers le N NE.

25°) - 44,90 - 46,30 m : Sable fin et argiles sableuses comportant des intercalations de grès à grains de taille moyenne constante.

26°) - 46,30 - 46,50 m : Sable fin argileux verdâtre, micacé.

27°) - 46,50 - 47,04 m : Grès à grains fins moyens, assez compacts et assez bien cimentés.

28°) - 47,04 - 47,59 m : Sable fin argileux vert, micacé.

29°) - 47,59 - 48,39 m : Grès fin, compact à grains bien classés, riche en pointements ferrugineux (brun) et en tâches jaunes.

30°) - 48,39 - 48,67 m : Sable fin, calibré, argileux vert.

31°) - 48,67 - 49,39 m : Grès à éléments de taille fine et moyenne avec des passées de grès grossier très hétérogènes.

32°) - 49,39 - 49,59 m : Sable fin à éléments clastiques bien classés, argileux, vert, micacé.

33°) - 49,59 - 49,74 m : Grès à grains de taille fine et moyenne comportant des passages de grès grossiers très hétérogènes.

34°) - 49,74 - 49,89 m : Sur 7 cm à partir de la base, on remarque des marnes noires micacées, sans grains détritiques, visibles à l'oeil nu se présentant en plaquettes. Au-dessus, vient un grès fin, à grains clastiques de taille constante. Enfin, au sommet, reposent à nouveau des marnes noires micacées se débitant en plaquettes.

35°) - 49,89 - 50,87 m : Grès fin, très dur, à grains de bon classement contenant en abondance des tâches ferrugineuses.

36°) - 50,87 - 51,26 m : Sur 8,50 cm à partir de la base ce niveau est formé par un sable à éléments détritiques très fins, argileux, vert, micacé, assez cohérent. Au-dessus vient un grès fin, très compact où les grains clastiques ont un bon classement. Les points ferrugineux sont abondants.

37°) - 51,26 - 51,58 m : Sable à constituants détritiques fins argileux, vert micacé, plus ou moins compact.

38°) - Faille peu importante ayant un pendage 63° N 360 D (de direction N 90 E) le compartiment SE est abaissé de 40 cm.

39°) - 51,58 - 51,88 m : Grès fin, gris vert comportant quelques rares éléments détritiques grossiers, avec de nombreuses ponctuations brunes, ferrugineuses.

40°) - 51,88 - 52,22 m : Sable fin, argileux, micacé.

41°) - 52,22 - 53,00 m : Grès fin gris vert, cohérent, riche en tâches ferrugineuses.

42^e) - 53,00 - 53,42 m : Sur 10 cm à partir de la base, c'est un sable fin argileux vert, micacé. Au-dessus, repose un grès à grains fins bien calibrés, gris verdâtre.

43^e) - 53,42 - 54,08 m : Plusieurs bancs minces de grès à éléments clastiques fins assez bien calibrés, extrêmement riches en ponctuations ferrugineuses ; ils sont séparés entre eux par de fins interlits de marnes noires, micacées.

44^e) - 54,08 - 55,71 m : Plusieurs bancs successifs de grès fin plus ou moins ferrugineux, de couleur brune à la surface d'affleurement et à la roche fraîchement cassée, et passées de marnes noires micacées.

45^e) - 55,71 - 56,86 m : Sur 5 cm à partir de la base se trouvent des marnes noires micacées, puis par-dessus, repose un gros banc de grès fin, à éléments macroscopiquement bien classés, assez consolidés, très peu ferrugineux, d'où une couleur de roche brun ou noirâtre.

46^e) - 56,86 - 57,04 m : Argiles micacées très finement sableuses.

47^e) - 57,04 - 57,36 m : Grès assez fin en un seul banc, à grains détritiques, apparemment bien classés, compacts, ayant l'aspect d'un grès quartzite, bien cimenté, très peu ferrugineux.

48^e) - 57,36 - 57,78 m : Argiles micacées, très peu sableuses.

49^e) - 57,78 - 58,03 m : Grès assez fin, en un seul banc, à constituants clastiques, montrant macroscopiquement une taille constante. La roche est dure et a l'aspect d'un grès quartzitique, très peu ferrugineux.

50^e) - 58,03 - 58,87 m : Argiles micacées un peu sableuses.

51^e) - 58,87 - 59,01 m : Grès à grains assez fins, à éléments bien calibrés, compacts, très riche en pointements ferrugineux.

52^e) - 59,01 - 59,51 m : Argiles micacées, très peu sableuses.

53^e) - 59,51 - 59,96 m : Sur 5 cm à partir de la base, grès assez fin à bon classement. La roche est compacte, peu ferrugineuse ; elle passe brutalement à des argiles micacées, très peu sableuses.

54^e) - 59,96 - 60,44 m : Sur 12 cm à partir de la base, se dessine un grès fin à bon classement, cohérent, bien cimenté, très peu ferrugineux ; puis, il passe à des argiles micacées.

D/ - GRES FIN ARGILEUX

55^o) - 60,44 - 61,69 m : Nombreux bancs minces (18 cm environ chacun) successifs, de grès à éléments roulés de petite et moyenne taille, bien cimentés; donnent à la roche un aspect de quartzite avec des intercalations de couches successives d'argiles noires un peu vertes (peut être marneuses), micacées et un peu sableuses.

56^o) - 61,69 - 63,79 m : Plusieurs petits bancs de grès quartziteux, compacts, avec des intercalations de couches marneuses noires ayant chacune une puissance plus importante que les couches marneuses et argileuses de la formation précédente.

Trias moyen

57^o) - 63,79 - 64,43 m : Un seul banc de marnes noires et jaunâtres, très finement sableuses, sans mica visible à l'oeil nu.

58^o) - 64,43 - 64,59 m : Grès fin, à bon calibrage, jaunâtre, très finement ferrugineux, poreux.

59^o) - 64,59 - 65,83 m : Argiles et marnes noires, vertes jaunes ou gris verdâtre tendre, parfois dures, comportant de nombreuses intercalations de petits bancs de grès à grains fins un peu poreux, très finement ferrugineux, ayant chacun de 2 à 3 cm d'épaisseur.

60^o) - 65,83 - 75,83 m : Cette formation n'affleure pas entièrement à cause des recouvrements par la végétation; son épaisseur ne doit pas dépasser 10 m environ; la base est formée par des marnes noires, puis on a une dolomie beige, vacuolaire, un peu marneuse à la base, à cassure lisse. Riche en géodes de carbonate, souvent ferrugineux. A 1, 20 m de la base de ce niveau on remarque qu'un minuscule filonnet de barytine blanche de 5 cm d'épaisseur, plongeant de 1 m environ, traverse la dolomie. A 3 m de la base, la roche comporte de nombreuses mouchetures de blende, de galène, de pyrite, cette dernière étant dominante.

L'étude microscopique en lame mince et en section polie
faite sur les nombreux échantillons, effectuée à partir de 2,50 m à 3 m de la base de cette série, permet les remarques suivantes :

a) en lame mince :

Dolomie micro-cristalline un peu vacuolaire, trace d'oxyde de fer (limonite).

b) en section polie :

La galène apparaît très peu en cristaux xénomorphes isolés. La blende se présente très peu, comme la galène, en cristaux sporadiques. Les corpuscules de pyrite isolés sont un peu plus nombreux que la blende ou la galène.

Au dessus, de 71,50 à 72,50 m, on remarque des bancs de dolomie marneuse, beige, riches en géodes tapissées par des cristaux de calcite et de blende mielleuse : cette partie comporte assez fréquemment des mouchetures de minerai sulfuré de B.P.G.

Puis viennent les formations suivantes, de bas en haut :

- Dolomie rose clair, parfois beige, compacte, très finement cristallisée, à cassure presque lisse, comportant des mouchetures de galène.
- Dolomie marneuse, très géodique, où les pores sont tapissées par des cristaux de calcite.
- Dolomie compacte, à cassure lisse, en banc épais : elle est rarement poreuse, les géodes sont tapissées par des cristaux de calcite. La roche est gris beige sur la surface exposée aux agents d'altération, mais la roche fraîche est rosâtre.

61^o) - 75,83 - 82,23 m : Marnes noires verdâtres, tendres à la base mais vers le sommet, elles passent à des marnes compactes et parfois luisantes d'aspect schisteux (marnes schistoïdes). Cet aspect est visible sur 18 cm. Cette formation comporte des rognons ou de petits bancs discontinus de calcaire dolomitique ayant entre 2 et 20 cm d'épaisseur. Ceci est rare à la base de la série mais très abondant au sommet. La roche calcaire dolomitique est de couleur beige, brun très clair à la surface exposée aux intempéries et grise en profondeur.

Une lame mince effectuée dans un de ces bancs calcaires dolomitiques montre les caractères suivants :

- Calcaire dolomitique, moucheté, à structure cristalline et finement cristallisée.
- Calcite et dolomie; les taches de calcaire presque arrondis et isomètres, à structure cryptocristalline, se présentent entre des petits cristaux de calcite.

62°) - 82,23 - 82,83 m : Calcaire dolomitique, noir sombre en un seul banc.

Micrographie

Calcaire dolomitique, très finement gréseux (aréonolutite) à structures très finement cristallisées, très peu détritiques.

La calcite, la dolomie, le quartz en fins cristaux anguleux, sont peu abondants. Le leucoxène, les paillettes de mica blanc sont rarement représentés. Les minerais opaques (magnetite) sont très rares.

63°) - 82,83 - 83,09 m : La dolomie calcaire, beige clair, très peu gréseuse, se termine en biseau vers le N NE.

Etude de lame mince effectuée au sommet de ce banc

Dolomie calcareuse gréseuse à glauconie, à structures cristallines détritiques.

Calcite parfois en grandes plages comportant des cristaux losangiques de dolomie diagénétique. La dolomite formant une grande partie de la roche se présente très souvent en section losangique, anguleuse, abondante. Un cristal automorphe de quartz s'y présente. Les grains quartzeux sont mal classés.

Des feldspaths potassiques roulés et frais, peu abondants. La glauconie et la tourmaline brune sont très rares.

64°) - 83,09 - 83,53 m : Des marnes noires schistoïdes constituent 4 cm de la base puis elles passent très rapidement à un grès fin, assez isogranulaire contenant de rares petits nodules de dolomie beige.

Trias supérieur

65°) - 83,53 - 83,94 m : Grès à grains fins et moyens, hétérogènes, de couleur gris blanc.

66°) - 83,94 - 84,55 m : Dolomie gris-brun, compacte, à cassure lisse.

En lame mince, on remarque une structure micro-cristalline, constituée par de la calcite, de la dolomie et très rarement des grains de quartz et des traces d'oxyde de fer.

67°) - 84,55 - 85,10 m : Grès grossier, à grains mal calibrés, comportant des rognons dolomitiques montrant tous les caractères lithologiques du ^{pro-}banc immédiatement sous-jacent, dont il est fort probable que ces rognons viennent de la couche précédente.

68°) - 85,10 - 85,36 m : Dolomie gris brun, compacte à cassure lisse, ayant une épaisseur variable de 25 à 3 cm.

69°) - Cassure verticale qui a un rejet de 10 cm environ.

70°) - 85,36 - 85,55 m : Grès grossier (feldspathique) à grains hétérogènes, très mal calibré. Macroscopiquement la taille des éléments varie de 1 à 5 mm. Les feldspaths sont abondants.

71°) - 85,55 - 85,69 m : Grès fin, à bon classement et finement lité, compact, de couleur gris blanc.

72°) - 85,69 - 85,97 m : Grès grossier feldspathique, gris, riche en fragments dolomitiques et en feldspaths.

73°) - 85,97 - 86,22 m : Grès à éléments relativement fins, légèrement compacts, gris noirâtres.

74°) - 86,22 - 86,89 m : Grès grossier feldspathique, très mal calibré, assez cohérent, renfermant de grandes miches de dolomie dont le diamètre est de l'ordre de 11 à 25 cm.

75°) - 86,89 - 87,38 m : Sur 10,5 cm à partir de la base on remarque un grès assez fin légèrement compact (sans fragment de dolomie), au-dessus repose un grès grossier feldspathique, mal classé, contenant des nodules de dolomie beige dont le diamètre varie entre 1 et 4,5 cm.

76°) - 87,38 - 87,88 m : Dolomie grise à la roche fraîchement cassée, brun beige à l'affleurement, cassure lisse, l'épaisseur de cette couche varie de 50 à 21 cm.

77°) - 87,88 - 88,28 m : Nombreuses petites strates calcaires dolomitiques gréseuses avec des passées marneuses de l'épaisseur de quelques centimètres.

78°) - 88,28 - 89,26 m : Calcaire dolomitique, gris à la roche fraîche, compact, contenant de nombreuses cassures remplies par de la calcite.

En lame mince on remarque :

Un calcaire peu marneux dolomitique à structure cristalline, microconcrétionnée, où l'on remarque la calcite, la dolomie diagénétique en cristaux de section losangique le quartz et la calcédoine secondaire extrêmement rares ; l'oxyde de fer (limonite) sous forme de traces.

79°) - 89,26 - 89,53 m : Plusieurs bancs minces de grès fin blanc assez compacts avec des interstices de marnes noires.

80°) - 89,53 - 89,90 m : Grès fin grossier feldspathique à éléments mal calibrés.

81°) - 89,90 - 90,43 m : Sur 3 cm à partir de la base, on voit de très fines intercalations de bancs marneux et du grès fin à grains fins. Au-dessus repose un grès grossier à ciment carbonaté comportant des nodules de calcaire dolomitique.

Une plaque mince effectuée tout à fait au sommet de ce grès grossier révèle les caractères suivants :

Grès feldspathique assez grossier (arénite); le calibrage des grains clastiques est assez bon; le ciment montrant une structure microcristalline est un calcaire dolomitique.

Le quartz est abondamment représenté en cristaux souvent anguleux, parfois subanguleux, très rarement idiomorphes, inclus dans les grandes plages de calcite. Les grains quartzeux ont des contours presque déchiquetés et ils montrent des doigts de gant parfois très importants, Ceci est produit par le remplacement de la calcite (remplacement épigénétique).

Calcite : les plages de calcite se montrent sporadiquement et quelques unes d'entre elles sont formées par l'assemblage de petits individus de calcite ayant une structure en mosaïque.

Dolomite diagénétique en section losangique.

Les feldspaths potassiques clastiques, sont relativement

abondants, en plages rectangulaires, plus ou moins albngées, frais, parfois sub-automorphes : quelques uns contiennent de petits individus de plagioclase madés suivant la macle de l'albite. Une grande partie des cristaux de feldspath ont des contours déchiquetés et sont remplacés par la calcite.

Un prisme de tourmaline très légèrement pléochroïque.

Nota :

1° - La partie où la calcite est bien cristallisée contient pour la plupart des cristaux de quartz automorphes; ceci veut dire que la cristallisation de la calcite et celle du quartz automorphe sont contemporaines et sont faites au cours de la diagénèse alors que la roche n'était pas encore compacte.

2° - D'après la forme et la structure des grains constitutifs, on remarque que le transport clastique et la sédimentation n'ont pas durés très longtemps (~~le~~ transport assez faible et ~~la~~ sédimentation assez rapide).

82°) - 90,43 - 90,91 m : Sur 8 cm à partir de la base on voit des marnes vertes bien litées. Au-dessus, vient une formation de calcaire dolomitique gréseux fin, gris clair.

83°) - 90,91 - 92,09 m : Sur 8 cm à partir de la base, se dessinent des marnes vertes, finement litées. Au-dessus, repose un gros banc de grès à grains fins, bien calibré et compact, un peu argileux, vert.

84°) - 92,09 - 93,34 m : Sur 5,5 cm à partir de la base on remarque des marnes. Au-dessus, un grès à éléments de taille moyenne mal calibré, assez riche en grains de feldspath.

85°) - 93,34 - 94,56 m : Plusieurs bancs de grès fin, macroscopiquement bien calibré, compact, avec des interlits de couches minces de marnes multicolores (vert et noir) et des intercalations de petits bancs de dolomie un peu calcaire à cassure lisse.

86°) - 94,56 - 95,77 m : Dolomie grise à la roche fraîchement cassée, gris beige à l'affleurement compact ; vers le sommet elle devient une dolomie gréseuse. Juste à 7 cm du sommet on remarque un sable argileux bien micacé.

87°) - 95,77 - 99,04 m : Nombreuses strates de grès fin assez compact avec des passées argileuses sableuses vertes, micacées.

88°) - 99,04 - 101,89 m : Grès grossier feldspathique en gros banc, très mal calibré contenant assez fréquemment des grains de feldspath roses et blancs parfois altérés. Cette formation est verdâtre, brune ou beige avec des passages fins d'argiles vertes. Ce grès est localement ferrugineux.

89°) - 101,89 - 102,16 m : Argiles très gréseuses passant à un sable fin, argileux, micacé.

90°) - 102,16 - 102,46 m : Dolomie grise compacte.

91°) - 102,46 - 103,86 m : Grès grossier feldspathique, riche en grains de feldspath rose et en rognons de dolomie beige ou grise. Ces dolomies rognonneuses semblant bien venir de la couche précédente, très probablement par lessivage au cours de la formation de ce grès, car macroscopiquement ces fragments de dolomie ont tous les caractères de la dolomie de la couche sous-jacente. Les fragments de dolomie sont cimentés par des formations argilo-sableuses vertes, micacées.

92°) - 103,36 - 104,84 m : Grès très grossier, riche en grains de feldspath et galets de quartz, comportant des passages sablo-argileux et des fragments de dolomie compacte, beige à la surface d'affleurement et gris à la roche fraîche.

93°) - 104,84 - 108,84 m : Grès feldspathique très grossier et très hétérogène, légèrement ferrugineux, riche en grains de feldspath roses et blancs.

94°) - 108,84 - 109,86 m : Grès et sable argileux vert, en général très mal calibrés et non cohérents.

95°) - 109,86 - 116,26 m : Plusieurs grès grossiers, très mal calibrés, mal cimentés assez riches en galets de quartz dont le diamètre est de 5 cm environ ; ces couches de grès comportent parfois des passages de grès fin et des nodules de dolomie.

96°) - 116,26 - 118,56 m : Grès relativement fin avec des grès grossiers feldspathiques à éléments ferrugineux ; on y remarque quelques passées sablo-argileuses micacées.

97^o) - 118,56 - 119,18 m : Grès sablo-argileux à grains fins verts, jaunes, beiges sans stratification, renfermant de nombreux fragments noduleux de dolomie compacte grise à la roche fraîche mais beige jaunâtre à l'affleurement.

98^o) - 119,18 - 123,18 m : Grès très grossier à tendance conglomératique, très riche en galets de quartz dont la taille moyenne est de l'ordre de 3 cm. Cette formation est très hétérogène; sa couleur est verdâtre ou brunâtre, cette dernière couleur est due à l'existence de traces ferrugineuses.

99^o) - 123,18 - 123,78 m : Argiles très sableuses à nombreux fragments de dolomie.

100^o) - 123,78 - 126,33 m : Un gros banc de grès grossier blanc à grains de 5 mm en moyenne, très riche en dragées de quartz.

101^o) - 126,33 - 127,53 m : Dolomie beige à l'affleurement, grise à la roche fraîchement cassée ; elle est très riche en grains grossiers, argileux, verts micacés et dragées de quartz et feldspath rose.

102^o) - 127,53 - 128,03 m : Grès argileux fin, bien calibré, bariolé (rouge et vert) avec des passées argileuses versicolores.

103^o) - 128,03 - 129,46 m : Grès très grossier feldspathique blanc, à éléments détritiques ayant en général 5 mm de diamètre.

104^o) - 129,46 - 129,96 m : Dolomie en petits bancs discontinus, beiges à la surface et gris foncé en profondeur avec des argiles bariolées, sableuses, riches en gros rognons de dolomie grise.

105^o) - 129,96 - 130,53 m : Grès grossier feldspathique avec des passées de grès fin souvent verdâtre, comportant assez abondamment des feldspaths roses et blancs.
Cette série s'amincit et se réduit à 10 cm vers le SE.

106^o) - 130,53 - 130,92 m : Grès feldspathique de taille moyenne sans dragée de quartz mais riche en feldspaths roses et contenant quelques galets de sable argileux vert.

107^o) - 130,92 - 132,92 m : Grès assez fin, gris un peu verdâtre, macroscopiquement à bon calibrage.

108^o) - 132,92 - 133,35 m : Dolomie grise, très claire à légèrement gris bleuâtre.

L'étude d'une lame mince taillée effectuée au sommet de cette formation montre les caractères suivants :

Dolomie à structure finement cristallisée, à cristaux micro-isogranulaires.

Les minéraux constitutifs : calcite, quartz clastique et paillettes de mica blanc se présentent en très faible quantité : traces d'oxyde de fer (limonite).

109^o) - 133,35 - 135,75 m : Grès assez fin à ciment argileux bariolé (rouge-vert) tendre.

110^o) - 135,75 - 137,75 m : Grès grossier feldspathique, riche en feldspaths roses et blancs : dragées de quartz fréquentes.

111^o) - 137,75 - 141,75 m : C'est une formation argilo-sableuse versicolore (rouge et vert) avec des passages de grès grossier feldspathique, mal cimenté et très mal calibré.

112^o) - 141,75 - 148,25 m : Ce niveau comporte de gros bancs de l'ordre métrique de grès très grossier, très hétérogène, à tendance conglomératique, très riche en feldspaths roses et en galets de quartz ; la plus grande longueur mesurée de ces derniers approche 4,5 cm ; assez abondant et il s'y associe des galets de grès fin argileux vert. Les paillettes de muscovite sont abondantes ; la roche blanc jaunâtre ou blanc beige très clair.

113^o) - 148,25 - 149,00 m : Petits bancs de dolomie jaune très richement sablo-argileux.

114^o) - 149,00 - 149,45 m : Sur 14 cm à partir de la base on voit un grès très grossier très riche en galets de quartz à tendance conglomératique, très mal classé. Au-dessus vient un grès très fin, macroscopiquement très bien calibré, les éléments clastiques ne sont pas visibles à l'oeil nu ; bien compact, résistant aux agents d'altération.

115^o) - 149,45 - 150,32 m : Sable argileux rouge, à grain fin, comportant des intercalations de bancs fins, discontinus, de calcaire dolomitique poreux à la surface d'affleurement.

116^o) - 150,32 - 151,72 m : Gros bancs de grès très grossier riche en galets de quartz, à tendance conglomératique, très hétérogène, très mal calibré, ^{et} en grains de feldspaths roses et blancs parfois altérés.

Les galets de grès vert à grains fins sont abondants. Les paillettes de muscovite sont fréquentes. La couleur de la roche est variée : verte, jaunâtre et blanche.

117°) - 151,72 - 153,72 m : Grès fin sablo-argileux, tendre, bariolé (rouge, vert-jaunâtre).

118°) - 153,72 - 155,77 m : Gros bancs de grès très grossier, très mal calibré à tendance conglomératique, riche en feldspaths, en galets de quartz et en galets de grès fin, anguleux, verts, auxquels s'associent des paillettes de muscovite. La roche est gris blanc, blanc jaunâtre et beige clair.

119°) - 155,77 - 157,00 m : Grès fin sablo-argileux, versicolore (rouge, vert jaunâtre). La roche est poreuse à la surface de l'affleurement.

120°) - 157,00 - 160,75 m : Gros bancs de grès très grossiers, extrêmement riches en galets de quartz, à tendance conglomératique, très mal classés et assez mal cimentés.

121°) - Cassure sensiblement verticale en direction N 80° E à rejet de 45 cm.

122°) - 160,75 - 161,20 m : Grès rouge à grains fins à mauvais calibrage comportant quelques dragées de quartz roulé et des paillettes de mica.

123°) - 161,20 - 164,20 m : Grès rouge ferrugineux, à grains fins à bon calibrage.

124°) - 164,20 - 189,20 m : Le long de 125 m environ avec un pendage de 12° il y a une lacune de visibilité. Localement on voit un petit affleurement assez près de la base. On remarque une formation conglomératique extrêmement hétérogène, mal cimentée non consolidée, comportant beaucoup de galets de quartz dont la plus grande taille mesurée approchait de 12 cm, auxquels s'associent de gros éléments clastiques ferro-magnésiens (tourmaline noire) qui, d'ailleurs ne sont pas rares.

Les feldspaths roses et blancs altérés sont fréquents. Les lamelles de muscovite sont assez nombreuses. Cette formation se désintègre très facilement lorsqu'elle est exposée aux facteurs d'altération atmosphérique.

125°) - 189,20 - 191,20 m : Sable argileux multicolore (vert rouge) à grains fins, à bon classement.

126°) - 191,20 - 192,76 m : Grès grossier verdâtre, blanc, très hétérogène, comportant d'assez nombreuses dragées de quartz. La partie exposée aux intempéries se désintègre très facilement.

Etude micrographique :

Grès grossier feldspathique (rudite) très mal calibré, à grains jointifs et partiellement à ciment phylliteux, très rarement à ciment siliceux.

Le quartz est très largement répandu en grains anguleux, isolés ou en agrégats de plages ou en très fins cristaux à structure engrenée, à extinction onduleuse. Parfois il est inclus dans les feldspaths.

Les feldspaths potassiques et le plagioclase à grains de taille très différente, souvent frais, sont assez nombreux. Quelquefois les feldspaths ont une extinction irrégulière résultant des diverses positions de l'ellipsoïde des indices et des variations de l'angle de l'axe. Ceci est produit après l'individualisation des cristaux et avant la constitution de la roche sédimentaire. L'albite (plagioclase acide 0 à 8 % An) s'y présente en faible quantité.

Le mica blanc apparaît en très fines paillettes assez peu nombreuses; il entre souvent dans la constitution du ciment sériciteux.

La biotite en petites lamelles brunes à fort pléochroïsme incluses dans les feldspaths.

La calcite et les cristaux allongés de tourmaline clastique à très faible pléochroïsme inverse et petit amas de minéral opaque se présentent en quantité extrêmement faible.

127°) - 192,76 - 195,26 m : Gros bancs de grès fin macroscopiquement bien calibrés, peu argileux, vert et beige, surtout tout à fait à la base, comportant des passages de grès grossier feldspathique à abondance de galets de quartz roulés.

128°) - 195,26 - 196,86 m : Grès très grossier extrêmement mal calibré, très riche en quartz dont la taille oscille entre 1 et 12 mm.

129°) - 196,86 - 203,01 m : Grès très grossier, riche en galets de quartz à tendance plus ou moins conglomératique, très mal calibré.

8 - COUPE DU TRIAS SONDAGE GX EFFECTUE AU LIEU DIT : COUPES (LARGENTIERE)

A/ - LE SOCLE PERMIEN

X

Y

Z : 270,42

Sur 4,40 m les argilites micacées sur 3,90 m à partir de la base, sont bariolées vertes et rouges.

Une lame mince effectuée à 3,50 m au-dessous du sommet montre qu'il s'agit d'argilites gréseuses (arénolutite) micacées, à grains clastiques bien calibrés.

Lesquartz en grains anguleux sont très abondants, leur taille est petite et constante.

La séricite et les paillettes de mica séparant tous les autres grains détritiques sont abondamment représentées. La chlorite, à très faible pléochroïsme, polarisant dans les tons vert clair est relativement fréquente.

Un petit fragment de leucoxène est inclus dans une lamelle de mica blanc.

L'oxyde de fer (limonite) a imprégné la séricite et c'est à cause de l'abondance de la pigmentation résiduelle de la limonite que la roche est rouge.

On y distingue quelques petits amas de minerai opaque.

B/ - LE TRIAS

a) Trias inférieur

1 - Etude macroscopique

0 - 1,90 m : Grès très grossier, un peu feldspathique à tendance conglomératique où les grains de quartz sont souvent d'une taille variant de 18 à 20 mm. Ceux-ci sont presque entièrement anguleux, parfois émoussés. Les éléments sont extrêmement mal classés; le ciment est argileux, c'est pourquoi la roche est gris verdâtre.

2 - Etude micrographique

L'étude d'une lame mince effectuée à 1,70 m de base, permet les remarques suivantes : grès conglomératique (arénorudite), à ciment argileux.

Les quartz clastiques anguleux, de forme et de taille variées sont très abondants. Les grandes plages de quartz formées par de petits individus engrenés les uns dans les autres montrent parfois une structure onduleuse et sont relativement abondants.

Les feldspaths, parfois en cristaux poecilites sont assez fréquents, la plupart d'entre eux sont altérés et poussiéreux.

La calcite et les minerais opaques se présentent en quantité extrêmement faible.

2°) - 1,90 - 2,28 m : Sur 0,30 m, on remarque un grès grossier très mal calibré, passant très rapidement à des marnes noires, micacées, gréseuses.

L'étude d'une lame mince effectuée dans ces marnes à 2 m de la base montre les caractères suivants :

Marnes très gréseuses (arénolutite) passant à un grès argileux à ciment carbonaté et sériciteux à éléments clastiques de taille petite et constante.

Les grains de quartz fins sont abondants. Les feldspaths extrêmement altérés sont très rares, sinon absents. Les paillettes de mica très fréquentes. La calcite cristalline est en quantité importante. Quelques corpuscules de minerai opaque se trouvent au sein des cristaux altérés et le leucoxène s'y montre en grains isolés.

3°) - 2,28 - 3,15 m : a) sur 0,80 m on remarque un grès grossier feldspathique, en général très mal calibré à éléments argileux verdâtres.

b) Au-dessus, des marnes noires très argileuses et gréseuses.

Une lame mince effectuée dans le grès à la cote 3,07 m (de la base) révèle les caractères suivants :

Grès feldspathique grossier (anénite) ici à calibrage assez bon à ciment parfois richement sériciteux et à éléments phylliteux.

Le quartz apparaît en grains anguleux et arrondis, parfois en grandes plages formées par des petits individus quartzeux à structure engrenée.

Les granules de feldspaths sont assez abondants, on observe un petit cristal roulé de tourmaline verte et on y remarque quelques rares cristaux de calcite et des petits amas de minerai opaque.

L'étude d'une plaque mince taillée faite à 3,10 m de la base, montre les caractères suivants :

Grès feldspathique à grains jointifs (grains de taille très variée - arénite) donc à classement très mauvais.

Les grains de quartz se présentent très abondamment en cristaux anguleux de toutes tailles. Les feldspaths, souvent séricitisés, damouritisés et poussiéreux sont fréquents. Ils sont généralement en grandes plages, et renferment assez rarement des gouttelettes de quartz montrant parfois une structure graphique.

Les paillettes de mica blanc et de tourmaline détritique se présentent en très faible quantité.

4°) - 3,15 - 3,73 m : Grès feldspathique gris verdâtre, assez riche en grains de quartz mal calibré; localement il a tendance à être argileux de teinte verte.

5°) - 3,73 - 5,00 m : Grès feldspathique très grossier, très mal cimenté, mal calibré, gris, comportant assez souvent des dragées de quartz dont la taille varie de 1,5 à 2,2 cm et des fragments de schiste dont le diamètre peut être de 2,5 cm. La roche est un peu poreuse, minéralisée en minerai plombo-zincifère.

Etude des lames minces et des sections polies

Une lame mince et une section polie faites à 4,40 m de la base montrent :

Grès feldspathique à grains souvent grossiers (arénite) de tailles différentes et jointifs à ciment partiellement sulfuré plombo-zincifère.

Les granules de quartz sont presque toujours engrenés les uns sur les autres et montrent une extinction onduleuse. Le quartz automorphe est extrêmement rare.

Les feldspaths sont plus ou moins abondants, très souvent poussiéreux, parfois partiellement ou entièrement séricitisés et damouritisés. Quelques uns montrent une extinction irrégulière résultant des diverses positions de l'ellipsoïde des indices et des variations de l'angle d'axe. On y remarque un individu de feldspath potassique automorphe légèrement damouritisé. Une seule plage de perthite roulée se dessine entre les feldspaths. Ces derniers renferment assez rarement de fins cristaux de quartz xénomorphe.

Une petite paillette de biotite est incluse dans un cristal de quartz. La séricite et le mica sont rares.

Les autres minéraux sont extrêmement rares, à savoir :

Le zircon inclus dans le feldspath, la tourmaline brune et le rutile.

Minerais

Marcassite en petite plages.

La pyrite se montre en corpuscules ou en fines sphères se trouvant dans les vides intergranulaires ou remplaçant le quartz et les feldspaths.

La galène en cristaux xénomorphes apparaît abondamment, elle renferme quelques fins cristaux automorphes de quartz bipyramidé et de très fins cristaux de marcassite. Elle a parfois remplacé les granules de quartz mais une grande partie remplit les vides intergranulaires.

La galène automorphe se trouve dans les pores ou les cavités de la roche.

La blende qui parfois renferme de la galène, se présente en petits cristaux xénomorphes et se loge dans les pores de la roche.

L'étude micrographique et la section polie faite à 4,50 m de la base, révèle les faciès pétrographiques, lithologiques et la minéralisation suivantes:

Grès feldspathique à grains très grossiers (arénorudite) joints, très mal calibrés, où les minerais sulfurés métalliques constituent partiellement le ciment.

Les grains de quartz à structure engrenée et souvent à extinction roulante constituent presque entièrement la roche entre les plages quartzeuses; il y a de très fins cristaux de quartz très probablement secondaires qui les nourrissent.

Les feldspaths sont abondants, à contours irréguliers; les feldspaths potassiques et les plagioclases (Albite 6 % An) ne sont pas rares. Ils sont parfois totalement ou partiellement altérés en séricite et en da-mourite. Les grains de feldspaths peuvent renfermer des cristaux de quartz automorphe ou xénomorphe.

Les paillettes fines de muscovite et séricite sont peu abondantes. Il y a un petit grain détritique de tourmaline brune et un petit cristal de rutile inclus dans le quartz.

Minerais

La pyrite en corpuscules fines et arrondies ou en grandes plages est pauvrement représentée, se trouvant dans les intervalles des grains détritiques.

La galène apparaît en grandes plages irrégulières; elle montre très rarement des contours cristallins très nets, suivant un cube. Elle a remplacé le quartz et contient des cristaux automorphes ou xénomorphes de celui-ci. En général la galène s'est localisée dans les espaces intergranulaires.

La blende avec ses grains clastiques a un peu remplacé la galène, elle est donc postérieure à celle-ci.

6^e) - 5,00 - 5,76 m : Grès grossier à très mauvais calibrage, minéralisé assez pauvrement en galène.

7^e) - 5,76 - 6,05 m : Grès grossier, poreux, les grains clastiques grossiers sont très fréquents. Ce grès est un peu minéralisé en galène.

8°) - 6,05 - 7,55 m : Grès grossier à mauvais classement : de 6,05 à 7,00 m de la base il est minéralisé en blende, de 7,00 à 7,50 m minéralisé en galène.

Etude micrographique en section polie effectuée à 7,49 m de base

Grès feldspathique grossier, (arénite) à grains jointifs, à mauvais classement.

Le quartz apparaît très abondamment en cristaux anguleux ou subanguleux, on voit également des cristaux de quartz à structures engrenées et à extinction onduleuse.

Les feldspaths sont très abondants surtout les feldspaths potassiques. Ils sont un peu altérés.

Le mica blanc, la séricite, la chlorite provenant de l'altération des autres minéraux, le leucoxène sont extrêmement rares.

Minerais

La pyrite se dessine très peu en corpuscules ou en plages.

Quelques petites lamelles de marcassite se présentent parfois en individus fins, celles-ci sont incluses dans la blende.

La blende est assez abondante. Elle a remplacé les feldspaths surtout à leur contour.

9°) - 7,50 - 9,65 m : Grès à grains légèrement grossiers, très souvent riche en éléments de taille de 2 à 3 mm, très rarement de 18 mm.

de 7,50 - 8,70 m : la roche est assez pauvrement minéralisée en blende

de 8,30 - 8,35 m : très peu minéralisée en galène diffuse

de 8,35 - 8,67 m : très pauvrement minéralisée en blende.

Analyse microscopique et section polie effectuées à 8,40 m de la base.

à
Le quartz clastique, anguleux, subanguleux, domine très largement les autres minéraux constitutifs. Une grande partie du quartz montre une structure engrenée à extinction onduleuse.

Les feldspaths, surtout les feldspaths potassiques, sont très abondants. Ils sont parfois altérés.

La tourmaline, en plusieurs petits cristaux brun-verdâtre, allongés ou légèrement arrondis, parfois orientés, sont inclus dans les cristaux de feldspaths un peu altérés.

Le leucoxène.

Minerais

La blende en cristaux xénomorphes apparaît en nombre important. Elle occupe les espaces intergranulaires et parfois elle remplace les grandes plages de quartz.

De fins corpuscules de pyrite sont inclus dans la blende.

- 8,67 - 8,77 m : stérile.

8,77 - 8,81 m : argiles noires micacées, stériles.

8,81 - 8,97 m : grès stérile.

8,97 - 9,05 m : grès minéralisé par la blende.

9,05 - 9,65 m : grès stérile.

10^o) - 9,65 - 10,37 m : grès fin gris, localement grossier; les grains quartzeux peuvent y avoir 4 mm de diamètre.

11^o) - 10,37 - 13,04 m : grès un peu grossier, gris, fin, verdâtre à grains mal calibrés. C'est surtout à partir de 10,27 - 11,27 que les grains sont très grossiers, très mal calibrés et la taille des grains de quartz peut aller jusqu'à 18 mm.

La partie minéralisée commence à 10,27 - 12,02 de la base, là où le minerai plombo-zincifère constitue partiellement le ciment de la roche. Partout la blende domine très largement.

Etude des lames minces et sections polies

Une lame mince faite à 10,27 m de la base, montre les caractères suivants :

Grès feldspathique assez fin (arénite) un peu micacé, à éléments clastiques jointifs ayant un classement relativement bon. Cristaux de quartz clastiques à grains fins plus ou moins et de taille constante à structure engrenée.

Les feldspaths presque entièrement altérés et poussiéreux sont assez abondants.

Les paillettes de mica blanc, de biotite et les grains de leucoxène se présentent en quantité très faible.

L'étude des lames minces et des sections polies effectuées à 10,90 m révèle les caractères suivants :

Grès feldspathiques grossiers (arénorudite) à grains souvent jointifs partiellement cimentés par le minerai plombo-zincifère, très mal calibrés, où les grains clastiques quartzeux sont très abondants; montrent, pour une grande partie, une structure engrenée avec une extinction roulante. Parfois plusieurs individus quartzeux sont rassemblés pour former une plage très importante.

Les feldspaths, surtout les feldspaths potassiques damouritisés, sont abondants. Ces granules de feldspaths renferment parfois des gouttelettes de quartz.

La séricite, la chlorite et de fines paillettes de mica blanc, le leucoxène et la tourmaline sont extrêmement rares.

Minerais

La blende est assez abondante; souvent elle a remplacé le quartz et parfois les feldspaths. Avec ces derniers, elle montre une structure de remplacement guidée, c'est-à-dire que la blende pénètre à l'intérieur du plagioclase, maclé, le long de ses plans de macle. Cet aspect est bien visible en lames minces et en sections polies. La blende a entouré la gangue comportant des corpuscules de pyrite.

La pyrite se trouve fréquemment en corpuscules, dans les vides ou en inclusions dans la blende et les feldspaths. Parfois les corpuscules de pyrite sont orientés dans ces derniers suivant les plans de macles des plagioclases.

La galène, en plage assez importante, est très rare.

12^o) - 13,04 - 13,75 m : Grès grossier, gris, très mal calibré.

13^o) - 13,75 - 13,99 m : Grès grossier passant assez insensiblement à un grès fin verdâtre.

Une lame mince faite à 13,35 m révèle les caractères suivants :

Grès arkosique grossier (arénite) à ciment très phylliteux, à éléments très mal calibrés, dans lequel les petits grains détritiques quartzueux anguleux, constituent une grande partie de la roche. On y distingue quelques cristaux à extinction roulante. Un individu de quartz contient en inclusion quelques baguettes prismatiques fines d'apatite.

Les feldspaths, souvent altérés, sont abondants.

Les paillettes de mica blanc et la séricite, sont très abondantes.

La chlorite verte à léger pléochroïsme dans le ton vert clair est pauvrement représentée.

La tourmaline brune, le leucoxène et le rutile automorphe apparaissent en très faible quantité. Quelques rares associations de minéral opaque sont visibles.

14^o) - 13,99 - 15,32 m : Grès grossier verdâtre comportant des éléments roulés dont la taille peut être de 2,5 cm et très exceptionnellement 5 cm. Tout à fait à la base, cette série passe à un grès fin.

15^o) - 15,32 - 15,73 m : Grès légèrement grossier, feldspathique, gris renfermant des dragées de quartz ayant une taille de 6 à 14 mm. De 15,40 à 16,68 m de la base, on remarque une fissure de 1 mm d'épaisseur remplie par la pyrite. Entre le sommet et la base de cette partie, il y a un passage de grès fin.

L'étude en plaque mince et en section polie effectuée à 15,40 m de la base montre :

Grès assez feldspathique, à ciment sériciteux très fin et partiellement sulfuré à éléments clastiques généralement fins (arénite) à calibrage assez mauvais.

Le quartz apparaît abondamment, presque entièrement à angles

arrondis, quelques individus sont engrenés les uns dans les autres.

Les feldspaths surtout des grandes plages de feldspaths potassiques, sont assez abondants. La plupart des individus de feldspaths sont plus ou moins altérés.

La biotite et le fantôme de la biotite, le mica blanc provenant de déferrification du mica noir, le leucoxène et l'association de rutile avec du leucoxène se présentent en très faible quantité.

Minerais

La galène apparaît très peu en plages xénomorphes.

La blende assez largement cependant remplace les éléments phylliteux.

De fins cristaux de pyrite remplacent très souvent le ciment. Parfois ils se présentent en corpuscules fins inclus dans les éléments clastiques.

La pyrite apparaissant en fins filonnets remplace la blende ou l'encadre; donc elle est postérieure à celle-ci.

Il s'agit de pyrite épigénétique formée après la formation de la roche et la fissuration.

Etude micrographique faite à 15,68 m de la base

Grès un peu feldspathique, à ciment à calibrage très mauvais. Le quartz est très abondant sous formes de grains anguleux ou engrenés les uns dans les autres.

Les feldspaths presque tous altérés, sont un peu abondants. Ils se présentent en granules anguleux ou subanguleux.

Le mica blanc, la tourmaline, le leucoxène, la chlorite sont très peu représentés.

Mineral opaque en cristaux très fins (peut-être de la pyrite).

16°) - 15,73 - 15,80 m : Grès un peu grossier, parfois comportant des dragées de quartz de deux centimètres.

17°) - 15,80 - 17,37 m : Grès fin, gris verdâtre, passant très sensiblement au sommet à un grès un peu grossier.

mince
Une lame effectuée juste au sommet de cette partie à 17,37 m de la base, montre les caractéristiques lithologiques et pétrographiques suivantes :

Grès peu feldspathique à grains assez petits (arénite) à mauvais classement ; ciment sériciteux.

Le quartz est très abondant .

Les feldspaths peu abondants.

Les paillettes de mica blanc sont assez fréquentes, l'aegyri-ne verte est très rare.

18°) - 17,37 - 20,06 m : Grès feldspathique grossier à mauvais classement; localement il contient des fragments d'argiles micacées et des dragées de quartz. Il est généralement gris mais parfois verdâtre. On y remarque des minéraux noirs de ferro-magnésien en plus de tâches composées d'argiles vertes.

L'étude microscopique effectuée à 18,00 m de la base montre :

Grès feldspathique à grains jointifs et partiellement à ciment phylliteux.

Les cristaux de quartz anguleux sont très abondants. Ils sont presque toujours jointifs. Il y a quelques associations de grains de quartz à extinction roulante. Quelques uns de ces cristaux sont nourris par de la silice authigène.

Les feldspaths, souvent altérés, sont abondants.

Le mica blanc, le sphène et le minéral opaque sont très rares.

19°) - 20,06 - 20,60 m : Grès généralement fin, micacé (arénite) pouvant avoir des grains de 2 à 4 mm, à ciment phylliteux à mauvais classement. La roche emprunte souvent des joints argilo-micacés.

L'étude microscopique faite à 20,16 m de la base montre :

Quartz abondant.

Les plagioclases acides (albites) et les feldspaths potassiques parfois intacts mais à contour très irrégulier sont peu fréquents.

Les paillettes de biotite sont très rares mais celles de mica blanc sont très abondantes. La tourmaline, le leucoxène et le sphène sont très rares.

20^e) - 20,60 - 21,67 m : Grès fin, feldspathique (arénite), à bon calibrage micacé, contenant des fragments d'argiles grises ou verdâtres, micacées. Le ciment est constitué par une fine pellicule d'éléments phylliteux.

L'étude microscopique effectuée à 20,60 m de la base montre :

Le quartz se dessine très abondamment, anguleux, de taille petite et constante.

Les petits cristaux de feldspaths sont abondants, ils sont quelquefois entièrement altérés. Ils renferment assez rarement de fins cristaux de quartz.

Les paillettes de mica blanc sont très rares.

Les autres minéraux clastiques sont : le leucoxène assez abondant, la tourmaline brune très rare, l'épidote extrêmement rare.

Le minerai opaque se trouve en petits cristaux parfois subautomorphes (peut être du minerai de fer) inclus dans un individu de feldspath légèrement altéré.

21^e) - 21,67 - 22,50 m : Grès peu consolidé (assez tendre) très mal calibré, à éléments jointifs, partiellement à ciment sulfuré, en particulier la pyrite.

L'étude en lame mince et en section polie effectuée à 21,85 m de la base montre :

Le quartz est très abondant, assez souvent il a une extinction onduleuse.

Les contours des cristaux quartzeux sont souvent sinueux, ceux-ci ont parfois renfermé de la tourmaline brun jaunâtre. Une microfissure dans une association de grains de quartz, est remplie par de la silice secondaire (calcédoine).

On voit rarement du quartz automorphe.

Les feldspaths ne sont pas nombreux. Quelques cristaux d'albite (9 % An) sont un peu séricitisés.

Quelques rares paillettes de biotite sont incluses dans le quartz.

La tourmaline verte, parfois brune, se présente en très faible quantité.

Minerai

La galène apparaît en cristaux xénomorphes, à contours parfois nets. Ces plages renferment assez souvent de petits granules d'éléments clastiques.

La blende se présente en plages assez importantes qui ont des contours nets quand elles se trouvent au bord d'un cristal ou automorphes, par exemple, le quartz.

La pyrite est abondante en petits cristaux xénomorphes, anguleux, aux angles arrondis. Les corpuscules fins de pyrite inclus dans les grands cristaux de la gangue (cristaux de feldspaths en particulier) ne sont pas rares. Généralement les petits cristaux de pyrite entourent les autres éléments clastiques de la roche en la remplaçant et en envoyant des ramifications dans les microfissures de la roche ou entre les espaces intergranulaires. Parfois la pyrite se dessine en baguettes très allongées. Ces baguettes jaunâtres montrent une anisotropie nette en L.R. polarisée dans le ton vert brun violacé à leurs contours ; tout ceci fait penser à un remplacement de la pyrite par de la marcassite.

La pyrite s'associe avec la galène et montre une structure et une structure concrétionnée en noyau. rubannée

22°) - 22,50 - 25,43 m : Grès assez fin, gris, à calibrage assez bon, souvent riche petits fragments et points d'argiles micacées.

23°) - 25,43 - 25,90 m : Grès gris un peu grossier (arénite) à mauvais classement, poreux, à grains jointifs. Tout à fait à la base, les grès sont fins, à bon calibrage; en remontant dans la série les grains deviennent sensiblement plus grossiers.

L'étude en lame mince taillée effectuée à 25,89 m montre les caractères suivants :

Le quartz est abondant et en cristaux souvent engrenés les uns aux autres.

Les feldspaths sont pauvrement représentés en cristaux altérés.

Les paillettes de mica blanc sont très rares.

24°) - 25,90 - 26,10 m : Grès un peu grossier (arénite) à mauvais calibrage, à grains impressionnés et partiellement cimentés par des minerais sulfurés.

L'étude en lame mince faite à 26,00 m de la base montre les caractères suivants :

Les grains de quartz, souvent à structure engrenée sont très abondants, ils montrent souvent une extinction roulante.

Les feldspaths sont assez pauvrement représentés, en cristaux altérés.

Les paillettes de mica blanc sont rares.

Minerai

La pyrite est fréquente en petits cristaux carrés ou octaédriques, horizontale et parfois xénomorphe. Elle se loge dans les interstices, parfois même remplace les grains clastiques.

Des traces de magnétite sont incluses dans les cristaux de la gangue.

Il y a des traces de galène.

25°) - 26,10 - 26,68 m : Grès grossier, poreux à mauvais classement.

26°) - 26,68 - 27,58 m : Grès un peu grossier (arénite) à mauvais calibrage, à grains jointifs localement riches en argiles grises foncées, micacées. La base de cette partie est un grès grossier.

L'étude en lame mince effectuée à 27,58 m (tout à fait au sommet) indique :

Les granules de quartz qui sont extrêmement abondants apparaissent en cristaux jointifs montrant parfois l'extinction onduleuse. Les grandes plages constituées par les individus quartzeux ~~engrenés~~ engrenés les uns dans les autres ne sont pas rares.

Les feldspaths surtout les feldspaths potassiques altérés, sont relativement abondants. Ils ont une taille moyenne pour une grande partie.

Les autres minerais accessoires sont : les paillettes de mica blanc, très rares, la tourmaline peu fréquente, le leucoxène peu abondant, le sphène extrêmement rare ; le rutile apparaît en deux petits cristaux idiomorphes.

Les minerais opaques sont très rares.

27°) - 27,58 - 28,57 m :

a) la roche de 27,58 à 28,34 m à partir de la base est formée par un grès gris fin à bon classement, contenant de rares petits grains mouchetés de galène. Parfois on voit des petites géodes remplies par de la galène.

b) de 28,34 à 28,57 m de la base, on remarque un grès fin gris noir à bon calibrage, riche en argiles et en argiles micacées.

L'étude micrographique faite à 28,50 m de la base montre :

Les grains clastiques quartzeux apparaissent en individus anguleux, de petite taille, souvent jointifs; on remarque une plage à structure engrenée et à l'extinction onduleuse, un cristal automorphe.

Les feldspaths sont peu nombreux et légèrement altérés.

Le leucoxène, la tourmaline brune ou verte, xénomorphe, parfois automorphe, l'épidote, le zircon sont extrêmement rares.

28^e) - 28,57 - 29,70 m : Sur 5 cm à partir de la base on trouve un joint oblique richement minéralisé en marcassite dans les argiles noires très gréseuses. Par dessus vient un grès fin (arénite) à bon classement, riche en fragments argileux micacés et traversé par de petites cassures remplies par des argiles noires micacées.

L'étude à l'échelle microscopique et la section polie effectuée à 28,60 m de la base montrent :

Les grains de quartz anguleux sont abondants.

Les feldspaths sont peu nombreux, ils sont souvent altérés.

La tourmaline, le leucoxène, l'épidote sont très rares.

Mineral

La marcassite se présente très abondamment en petits cristaux automorphes, rectangulaires, hexagonaux ou octagonaux, parfois xénomorphes ; ces cristaux remplacent le ciment phylliteux de la roche et très rarement les éléments clastiques. Les cristaux xénomorphes de marcassite sont parfois rassemblés pour donner un amas important.

29^e) - 29,70 - 33,69 m : Grès fin à grains jointifs, à bon calibrage, comportant de fines tâches dispersées de galène.

Etude de lame mince et de section polie effectuée à 32,40 m de la base :

Le quartz anguleux est très abondant.

Les feldspaths clastiques souvent anguleux et un peu altérés sont peu nombreux.

Les paillettes de mica blanc, la tourmaline et le leucoxène sont très pauvrement représentés.

Mineral

La pyrite se présente toujours en fins corpuscules inclus dans

tous les autres minéraux. La blende, en toutes petites plages, est très rare.

La galène, en plage assez importante, entoure les cristaux automorphes de quartz bipyramidés.

30°) - 33,69 - 33,99 m : Argiles un peu gréseuses (shale) passant à un grès à ciment phylliteux de 33,69 à 33,87 m. Il y a des argiles noires très gréseuses, finement micacées, comportant des éléments de bois charbonneux. Ces derniers deviennent très abondants à partir de 33,74 m. Vers le sommet, les éléments charbonneux sont allongés suivant la stratification. Cette partie, surtout dans les bois charbonneux, est minéralisée en blende brune.

Au sommet, cette formation passe très rapidement à un grès fin.

L'étude micrographique effectuée à 33,69 m de la base montre que :

Une partie de la roche est constituée par des marnes contenant de petits minéraux détritiques comme le quartz, le leucoxène en plus des éléments charbonneux bien orientés. Cette partie passe à un grès à éléments clastiques de taille assez petite, à bon calibrage où le ciment est constitué pour une grande partie par la blende et quelques éléments phylliteux.

Les éléments roulés sont, les grains clastiques quartzeux, anguleux et assez abondants ainsi que quelques cristaux de feldspath de taille assez petite. On y voit aussi de rares granules de tourmaline et de leucoxène.

Les bois et les éléments charbonneux sont abondants là où l'on voit le remplacement des cellules par la blende.

La limonite se présente en traînée rectilignes.

Très peu de minerai opaque.

Etude de lame mince et de section polie effectuée à 33,99 m de la base:

Le quartz apparaît abondant en petits cristaux anguleux, très rarement automorphes.

Les paillettes de muscovite sont assez nombreuses.

La calcite, en fine plage abonde mais la dolomie en fine section losangique est très peu fréquente.

Les cristaux de tourmaline et les feldspaths, parfois en individus allongés, sont très pauvrement représentés.

Minerai

La pyrite se montre en très fins cristaux xénomorphes dans tous les autres minerais ; parfois elle est dispersée au bord des autres minéraux, ailleurs elle les a même remplacés.

La blende se présente abondamment ou sporadiquement, en plaques assez importantes. Elle renferme très souvent des sections losangiques de dolomie. La blende montre des contours nets quand elle suit les minéraux à contours nets. Souvent les petits amas blendeux ont les contours sinueux.

31°) - 33,99 - 34,24 m : Tout à fait à la base de cette partie on trouve des argiles noires micacées passant très rapidement à un calcaire gréseux finement détritique comportant localement des traces de grès fin riche en argiles noires micacées. Dans le grès argileux (à 34,02 m de base) on peut remarquer une petite imprégnation blendeuse.

L'étude d'une lame mince effectuée à 34,10 m de la base montre les caractères suivants :

Calcaire dolomitique (arénolutite) constitué par de la calcite - dolomite (en section losangique), le quartz de taille varié apparaît très peu.

32°) - 34,24 - 35,30 m : Grès gris, fin, un peu feldspathique, assez bien calibré, à ciment carbonaté (dolomitique) comportant des joints souvent obliques (par rapport à l'axe du sondage). De 34,80 à 35,00 m on remarque une petite cassure longitudinale comportant ^{de} la pyrite jaune.

L'étude en lame mince et section polie effectuée à 34,90 m de la base montre que :

Les éléments détritiques quartzeux sont abondants. Ils sont presque tous anguleux de petite taille avec un bon calibrage.

La calcite est peu abondante, très souvent elle a épigénisé le quartz.

Les feldspaths sont plus ou moins fréquents, en particulier les feldspaths potassiques qui contiennent parfois des inclusions de quartz. Ces cristaux clastiques de feldspath sont généralement rectangulaires et allongés.

Entre les micas, la biotite est extrêmement rare, les paillettes allongées de mica blanc sont un peu plus nombreuses que celles de la biotite.

On y distingue très peu de cristaux roulés de leucoxène, de tourmaline et de petits prismes allongés de zircon.

La dolomite se présente assez souvent sous forme losangique.

Minerai

La blende apparaît assez peu en cristaux xénomorphes à contours irréguliers; parfois on voit entre les intervalles des cristaux de gangue de petites ramifications. Les petits amas blendeux renferment parfois une plage de calcite.

La pyrite se présente en corpuscules presque tous sphéroïdes, souvent inclus dans les cristaux de gangue (feldspath etc...); parfois elle apparaît en petits amas à contours irréguliers ou même réguliers : ce dernier cas se manifeste quand la pyrite remplit les microfissures où elle remplace les cristaux de calcite.

La galène se dessine très rarement en petites lamelles.

33°) - 35,30 - 35,50 m : Grès fin à ciment calcaire marneux passant à un calcaire marneux très gréseux, riche en très fines intercalations argilo-marneuses donnant à la roche un aspect lité. Les grains clastiques sont fins et bien classés (arénolutite).

La roche contient localement des nodules ou des trainées de silice blanche. On y remarque parfois des traces d'éléments charbonneux.

Une lame mince effectuée à 35,50 m montre que le quartz constitue la partie essentielle de la roche où les feldspaths à contours irréguliers, la calcite et les paillettes de mica blanc sont pauvrement représentés.

34°) - 35,50 - 36,00 m : Grès fin, feldspathique à calibrage

plus ou moins mauvais (arénite) mais dans l'ensemble la taille est constante, à ciment calcaire. La roche comporte de petits joints souvent obliques, remplis par des argiles noires micacées.

L'étude d'une plaque mince effectuée à 35,95 m de la base montre les caractères suivants :

Le quartz est très abondamment représenté encristaux subanguleux ou à angles arrondis, de taille presque constante, on remarque parfois des microgalets de quartzite à l'extinction onduleuse. De temps en temps les clastiques quartzeux présentent sur leurs contours des golfes dus à l'épigénisation par la calcite collant les uns aux autres les grains roulés.

Les feldspaths (les plagioclases et les feldspaths potassiques) sont relativement fréquents, souvent poussiéreux et presque tous ont des contours dentelés, à cause de l'épigénisation par les carbonates.

La calcite constitue le ciment de la roche.

D'autres éléments ronds se présentent en très faibles quantités, ce sont : le leucoxène, la tourmaline, les paillettes de biotite, de fins amas de galène.

35°) - 36,00 - 36,12 m : Grès fin, gris clair, très peu imprégné en blende brune assez foncée.

36°) - 36,12 - 36,25 m : Grès fin feldspathique, gris clair, à grains jointifs, partiellement à ciment carbonaté stérile.

37°) - 36,25 - 36,46 m : Grès fin, feldspathique, gris clair, à grains impressionnés (jointifs), localement à ciment calcitique.

Les clastiques montrent un classement assez mauvais.

Microscopiquement on remarque de fines imprégnations blendeuses avec quelques mouchetés de pyrite.

L'étude de lame mince et de section polie effectuée à 36,27 m de la base révèle les caractères suivants :

Les grains clastiques quartzeux apparaissent abondamment, ils

sont de taille très variée, assez souvent engrenés les uns aux autres montrant une extinction onduleuse.

On remarque quelques cristaux de quartz automorphes inclus dans la calcite ou dans les feldspaths.

Les feldspaths dominant assez fréquemment en cristaux de grande taille, souvent rectangulaires, parfois poecilites contenant des cristaux de quartz et des lamelles allongées de muscovite.

Les cristaux de feldspaths ont très souvent des contours irréguliers.

Les cristaux maclés et la macle albite ne se présentent pas ici.

La calcite ciment les autres constituants de la roche ~~et~~^{et} présente une plage bien cristallisée.

La dolomite se trouve sous forme de fines sections losangiques.

Enfin la tourmaline, le leucoxène se présentent en très faible quantité.

Mineral

La pyrite se présente en corpuscules extrêmement fins sous forme ovoïde, arrondis et rectangulaires; elle est souvent incluse dans les cristaux altérés de feldspaths.

La blende se trouve très peu dans les petites cavités existant entre les grains clastiques et parfois elle remplace les autres minéraux de la gangue.

La galène apparaît très rarement en petites lamelles à contours irréguliers et sinueux. Elle remplace les autres minéraux clastiques.

38°) - 36,46 - 37,01 m ! Grès fin, gris clair, comportant abondamment de petits joints d'argiles noires micacées.

39°) - 37,01 - 38,20 m : Grès relativement fin, à grains joints et partiellement à ciment sulfuré métallique à 37,68 m de la base et

passant au sommet à un grès quartziteux minéralisé également en minerai plombo-zincifère. Les grains sont dans l'ensemble mal classés mais la roche est assez compacte.

Entre 37,11 et 37,52 m de la base, la roche est un grès argileux ayant de nombreux joints d'argiles noires, finement micacées. Dans cette partie, on trouve seulement quelques petites tâches de blende ou de galène, tandis que les autres parties noires argileuses sont beaucoup plus minéralisées. Autrement dit, la minéralisation est beaucoup moins marquée dans la partie riche en éléments phylliteux que dans celles qui sont riches en clastiques à séquence négative.

Enfin, des fragments d'argiles vertes finement micacées s'y présentent.

Les études des lames minces et section polies correspondantes effectuées dans les différentes parties de la base au sommet montrent les caractères suivants :

A 37,68 m de la base :

Les cristaux de quartz roulés sont abondamment représentés, leur taille est, en général, petite à bon calibre. On y remarque quelques cristaux automorphes de quartz bipyramidés au bord des cristaux de la blende et à l'intérieur de celle-ci.

La calcédoine est abondante et montre une structure sphéroïde et fibreuse.

Les feldspaths sont peu nombreux; leur taille est nettement supérieure à celle du quartz. Les cristaux de feldspaths sont souvent allongés et parfois kaolinisés.

Les cristaux détritiques de tourmaline vert-brun, quelques associations de sphène et de leucoxène ainsi que la calcite apparaissent très pauvrement.

Minerai

La blende apparaît abondamment en cristaux xénomorphes; elle se localise dans les vides intergranulaires et suit les contours des cristaux clastiques. Dans ce cas, quand elle est en contact avec des cristaux

ayant des contours nets comme le quartz automorphe ou subautomorphe, elle épouse les contours du cristal contigü.

Parfois le quartz est remplacé par la blende.

La pyrite se présente en corpuscules ronds, inclus dans tous les autres minéraux de la gangue ; elle a rarement remplacé la blende.

A 38,01 m de la base : l'étude en lame mince et en section polie montre tous les caractères cités, ci-dessus, sauf qu'ici le leucoxène, le sphène et les amas de pyrite sont très abondants.

En tenant compte des remarques sur les relations mutuelles des éléments faites sur les lames minces et les sections polies effectuées à 37,68 et 38,01 m de ce niveau, il semble probable que le quartz, la blende, la calcite se soient cristallisés en même temps. Comme on voit néanmoins le remplacement du quartz par la blende ou le quartz automorphe inclus dans cette dernière, et le remplacement de la pyrite par la blende, on peut dresser la succession paragénétique suivante :

- Calcédoine
Quartz automorphe
Calcite
Blende
Pyrite

A 38,14 m de la base on remarque :

Les quartz anguleux sont très abondants, ils sont jointifs et sont rarement nourris par le quartz de néoformation; quelques uns sont rassemblés pour donner un cristal plus important. Quelques microgralets de quartzite sont présents ; le calibrage des grains est assez mauvais mais leur taille est petite.

On remarque quelques rares cristaux de feldspaths anguleux relativement fins.

La barytine apparaît assez abondamment avec ses minéraux, s'associant à très peu de leucoxène, de tourmaline avec un léger pléochroïsme (np brun très clair - ng brun), d'hornblende.

Les paillettes de muscovite et de biotite, les carbonates ne se présentent absolument pas.

Minerai

La galène se dessine fréquemment en cristaux xénomorphes entre les intervalles des grains clastiques, elle épouse la forme des contours des éléments roulés. Tantôt elle a des contours rectilignes si le minéral contigu a des contours rectilignes (comme le quartz idiomorphe) tantôt les contours sinueux si le minéral voisin a des contours sinueux.

La pyrite se présente en petits cristaux, ~~elle~~ souvent incluse dans la galène ou dans les autres minéraux de la gangue en leur donnant un aspect de passoire.

La blende apparaît très rarement en forme de boule ou en anneau : la paragenèse peut être décrite de la façon suivante :

Silice de néoformation + quartz automorphe

Pyrite

Galène

Blende

40°) - 38,20 - 38,33 m : Grès à grain relativement fin, gris légèrement verdâtre, comportant très peu de paillettes de mica, de blende et de granules de quartz grossier et assez souvent des nodules d'argiles brunes richement micacées.

41°) - 38,33 - 38,96 m : Grès grossier quartzeux à ciment partiellement carbonaté à grains très hétérogènes, très mal calibrés, riches en dragées de quartz dont la taille peut atteindre 1,8 cm et en feldspath de 1 cm.

Les tâches jaunâtres et les paillettes de mica blanc se dessinent macroscopiquement en très faible quantité : la roche n'est pas consolidée.

L'étude d'une plaque taillée effectuée à 38,70 m de la base montre les remarques suivantes :

Les granules de quartz anguleux et subanguleux apparaissent très abondamment et de toutes tailles : ils sont généralement jointifs et l'on y remarque quelques microgalets de quarzite.

La calcédoine à structure fibreuse se présente en très faible quantité.

re-

La calcite bien cristallisée est très pauvrement présentée en petites plages collant quelques grains clastiques quartzeux les uns aux autres.

Les plagioclases et les feldspaths potassiques, presque frais se montrent en très faible quantité. Quelques cristaux d'orthoclase à structures poecilitiques renferment des inclusions de cristaux de quartz à angle vif.

On remarque une plage de double macle microcline perthitique. Enfin on voit de petites paillettes de muscovite et parfois des cristaux de biotite automorphe intacts inclus dans le quartz.

42°) - 38,96 - 39,06 m : Grès grossier tout à fait à la base passant à un grès quartzeux relativement fin à grains jointifs, partiellement à ciment carbonaté (en particulier calcitique et sulfuré, à mauvais classement). Il comporte quelques imprégnations pyriteuses.

Une lame mince faite à 38,96^m montre les caractères suivants :

La calcite cristallisée est très peu abondante, quelquefois elle corrode les grains de quartz.

Les grains détritiques quartzeux, non roulés (très souvent anguleux et parfois subanguleux) de toutes tailles, constituent la partie essentielle de la roche; quelques plages de quartz montrent une extinction onduleuse.

Les feldspaths potassiques et les plagioclases ~~très~~ frais et très rares se dessinent en cristaux allongés et rectangulaires.

La muscovite apparaît assez abondamment en paillettes allongées; elle est plus nombreuse dans les joints argileux, un peu gréseuse. Dans ce dernier cas, les paillettes de mica et les granules de quartz montrent une orientation nette.

Avec ces minéraux essentiels s'associent très peu de tourmaline à léger pléochroïsme, de zircon en cristaux xénomorphes ou automorphes sous forme de prisme allongé.

D'après l'étude de lame mince et de section polie effectuée à 39,03 m de la base on peut donner les caractères suivants :

Ici la taille des clastiques est petite avec un bon classement, la roche est un peu friable et poreuse.

Le carbonate constitue partiellement le ciment, il est relativement abondant.

Les grains clastiques quartzeux se montrent abondamment en cristaux non roulés (anguleux) souvent jointifs, engrenés les uns aux autres par une zone de nourrissage siliceuse; de temps en temps ils sont cimentés par le carbonate cristallisé. On y trouve de petits cristaux automorphes de quartz, surtout associés avec la calcite : dans ce dernier cas, ils montrent une structure intersticielle.

Les feldspaths potassiques et les plagioclases se présentent en très faible quantité. Les plagioclases sont trop altérés pour pouvoir mesurer le pourcentage de l'anaorthite avec le microscope ordinaire.

On remarque également qu'il y a très peu de séricite, de paillettes allongées de mica blanc, de rutile et d'hornblende, de sphène en cristaux automorphes et xénomorphes.

Minerais

La marcassite a souvent remplacé la gangue et le ciment carbonaté.

La pyrite possédant des microfissures apparaît en grandes plaques ; elle renferme des cristaux de quartz automorphes.

La galène avec des contours nets remplit les vides intergranulaires.

La succession paragénétique du ciment se révèle de la façon suivante :

<u>Quartz automorphe + Silice de nourrissage</u>	FISSURATION	<u>quartz authigène</u> (automorphe)
<u>Carbonate cristallisé</u>		(<u>calcite épigénétique</u> remplissant les microfissures)
<u>Marcassite</u>		<u>marcassite</u>
<u>Galène</u>		

Galène

- 43)^u 39,06 - 39,20 m : Grès grossier, très mal calibré avec prédominance d'argiles noires un peu micacées.
- 44)^q 39,20 - 39,30 m : association d'argiles vertes, quartz rosâtre et grès relativement fin à ciment marneux.
- 45)² 39,30 - 40,80 m : carottage 100 % (peut-être marne verte).
- 46)^o 40,80 - 41,70 m : argiles vertes légèrement micacées; elles contiennent de minuscules filonnets entrecroisés de quartz blanc (très probablement du quartz hydrothermal).

La base de ce niveau passe à un grès argilo marneux vert et noir, plus ou moins micacé.

9 - COUPES SERIEES (fig. 45 a à e) DE LA LENTILLE
GRESEUSE MINERALISEE (Pb, Zn) DANS LE TRIAS
INFERIEUR DE LA VALLEE DU ROUBREAU (REGION DE LARGENTIERE)

COUPE a DU ROUBREAU EFFECTUEE EN AVAL DE CELUI-CI, JUSTE DANS LA ZONE A BOULES
DE GALENE (voir fig. 45 a)

N.B. - Pour distinguer facilement les formations du Trias moyen, de la lentille et du Trias inférieur j'ai donné de haut en bas les premiers caractères alphabétiques aux bancs du Trias moyen quand ceux-ci montraient des caractères lithologiques différents les uns des autres. J'ai choisi les chiffres arabes désignant par ordre croissant du sommet à la base (1 à 17) les différentes formations comprises dans la lentille.

Le Trias inférieur forme la base des terrains triasiques dans toute la région, constituant la lentille et les formations qui sont immédiatement au dessous et au dessus d'elle ; j'ai donné le nom de Trias inférieur proprement dit à ces formations dont j'ai désigné chaque couche du sommet vers la base par les lettres de la deuxième partie de l'alphabet (de M à P) (voir fig. 46).

La base du Trias moyen est formée de la façon suivante; de bas en haut :

- A - 1) Un gros banc de 2 m de grès plus ou moins grossier, vert, localement beige jaunâtre, à ciment argileux.
- 2) Un banc de 1,60 m de grès grossier, très mal calibré, mal cimenté, à tendance conglomératique ; vaguement stratifié il renferme abondamment des galets de quartz. L'épaisseur du banc varie de façon notable de part et d'autre du profil déterminant la coupe.
- B - 1,40 m d'argilites vertes à intercalations d'argilites rouges discontinues.
- C - D - un banc de 0,20 m de quartzite très dur à grains relativement fins.

- E - 1 m d'argilites bariolées dont la succession à partir de la base peut s'établir comme suit : 0,70 m d'argilites vertes,
0,20 m d'argilites rouges,
enfin les 10 cm restant par des argilites vertes.
Ce niveau est un excellent repère stratigraphique et représente la zone de passage entre le Trias inférieur et le Trias moyen.

Le Trias inférieur proprement dit

- M - Un seul banc de 0,70 m composé de grès fin plus ou moins quartzitique, relativement verdâtre à ciment un peu phylliteux ou siliceux comportant localement des passées de grès grossiers un peu feldspathiques riches en taches rouges. L'ensemble est assez bien cimenté. Les grains de feldspaths potassiques (roses) clastiques ~~Siliceux~~ parfois partiellement ou entièrement kaolinisés ne sont pas rares.

- N - Grès assez grossiers, relativement compacts ^{de} 0,45 m d'épaisseur ; gris clair ou brun noirâtre à l'affleurement, mais à la cassure fraîche gris montrant d'innombrables points couleur miel ou brun clair.
Le ciment est en majeure partie au moins carbonaté (calcaire) car il fait une forte effervescence au réactif acide (ClH 15 %).
A 34 m environ de ce point vers l'aval ce même banc contient de nombreuses géodes tapissées par de la silice fibreuse blanche et parfois par de la barytine blanche. Au même endroit la roche est brun rougeâtre à l'affleurement, mais verte à la cassure. Le ciment est alors argileux vert. Les grains de feldspath et quartz sont partout visibles ; la roche n'est pas consolidée. Une lame mince effectuée dans ce banc montre la composition suivante :

Grès à ciment carbonaté (arénite) partiellement barytique et phylliteux qui, par endroits, offre un aspect grenu ; le calibrage des grains clastiques est assez bon.

Le quartz est abondant, de petite taille, parfois brisé, montrant une extinction onduleuse. Les feldspaths (plagioclases et feldspaths potassiques) sont relativement abondants. La tourmaline détritique et les minerais opaques sont présents mais en très faible quantité.

La calcite en plages cristallines reliant les éléments roulés est fréquente ; il y a une assez grande quantité de lamelles de barytine en éventails corrodés par des grains de quartz. Les cristaux de barytine

s'unissent avec la calcite pour constituer le ciment essentiel de la roche. Les éléments phylliteux sont assez nombreux.

Formations de la lentille du haut en bas.

- 1 - une couche de 10 cm de grès fin verdâtre à ciment argileux, assez friable comportant de nombreuses taches brunes et de très rares grains de quartz roses de 3 mm, c'est un grès plus ou moins grossier (arénite) dont les éléments clastiques présentent un très mauvais calibrage, ciment phylliteux. Dans ce grès le quartz est abondant et de toute taille, les feldspaths rares.
- 2 - grès fin verdâtre (0,70 m) ce banc s'amincit vers le Sud et vers l'Ouest de sorte que à 34 m en aval de la localité où passe cette coupe et tout de suite sur la rive gauche il disparaît totalement.
- 3 - passée de 5 cm d'argilites vertes très micacées.
- 4 - grès très grossier (0,25 m) assez compact renfermant des fragments d'argilites parfois gréseuses. Présence de grains de quartz dont le diamètre varie entre 2 et 20 mm, taches ferrugineuses abondantes. Ce banc s'amincit également vers l'aval de sorte qu'à 30 m environ de la même localité suivant une ligne droite il disparaît totalement.
- 5 - argilites vertes micacées (0,20 m).
- 6 - grès grossier feldspathique (0,80 m) à ciment carbonaté, en deux bancs comportant des fragments arrondis d'argilites vertes, des grains de feldspaths et enfin des points ferrugineux.

Cette formation contient deux passées argileuses vertes plus ou moins gréseuses.

P - Grès micacé gris, à grains de taille relativement moyenne, bien classé macroscopiquement; localement présente un calibrage plus mauvais et même grossier. Le ciment est parfois partiellement barytique ou sulfuré (blende ou galène). L'attaque au Cl H 15 % ne donne presque jamais d'effervescence. Cette formation montre une puissance de 1,40 m environ et couvre le lit du Roubreau sur 25 m environ (en aval) où l'on voit des mouchetés de galène dispersée dans la roche, parfois elles sont abondantes et constituent alors le ciment. De petits amas blendeux sont assez

fréquents ; la galène en nodules arrondis ou ovoïdes ayant un diamètre compris entre quelques mm et 5 cm (voir photo 29) est abondamment représentée. Quelques uns de ces nodules, au cours de leur croissance se sont rejoints donnant ainsi un aspect d'une globigérine bi ou trilobée.

Cette formation qui constitue le ciment de la roche est indiscutablement épigénétique car le minerai a migré vers une zone préférentielle après la formation de la roche. Ceniveau présente plusieurs joints de direction parallèle N 350° E, dont quelques uns ~~est~~ sont remplis par la galène (épigénétique).

N.B. - Précisons que toutes les formations décrites de 1 à 6, forment le sommet de la lentille minéralisée, se terminent en aval entre 30 et 50 m du profil de la coupe a. C'est à cet endroit que la formation gréseuse de la couche blendeuse (banc O) atteint ~~est~~ quelques dizaines de centimètres d'épaisseur et richement minéralisé en blende et un peu de galène. Les bancs M et N qui constituent la partie extrême du Trias inférieur dans la localité du Roubreau recouvrent le sommet de la lentille minéralisée en aval et en amont de la couche blendeuse du Trias inférieur proprement dit.

Micrographie

De nombreuses plaques minces ont été effectuées dans les différentes parties de ce banc (P) particulièrement dans la zone minéralisée affleurante dans le lit du Roubreau la roche est un grès feldspathique (arénite ou arénorudite), à mauvais calibrage.

Une grande partie des éléments sont jointifs et parfois cimentés par une fine pellicule d'éléments phylliteux. Le ciment peut être partiellement ou entièrement formé par de la barytine, mais ceci est peu fréquent. Cependant dans la zone minéralisée, où la blende et la galène constituent le ciment essentiel de la roche, la barytine est associée presque toujours à ces deux sulfures.

Le carbonate est très rarement, un des constituants partiels du ciment. On ne l'a jamais vu constituer tout le ciment de la roche.

Les éléments essentiels de la roche sont :

Le quartz, prédominant; ses grains se présentent selon les différents échantillons, soit en cristaux fins, anguleux, sub-anguleux, à

angles émoussés, de taille constante, soit en granules de toutes tailles auxquels s'associent des microgalets de quartzite et de grandes plages de quartz à l'extinction onduleuse. Les grains de quartz montrent parfois une auréole de noumissage siliceuse.

Les cristaux de quartz automorphes bipyramidés ou sub-automorphes s'observent souvent dans le ciment, par exemple dans la barytine, la calcite et le minerai sulfuré (la blende et la galène).

Les feldspaths, relativement abondants ; les grains sont en général altérés. Entre ces grains de feldspaths les plagioclases sont rares ; par contre les feldspaths potassiques sont fréquents et montrent de temps en temps une structure poecilitique renfermant les autres cristaux : feldspaths, quartz sous forme de gouttelettes et micas.

Les phyllites, sont en faible quantité. Mica noir et mica blanc souvent produit par la déferrification de la biotite. Parfois les éléments phylliteux se trouvant à l'intérieur des cristaux blendeux qui se sont formés au cours de la sédimentation.

D'autres minéraux s'associent aux éléments principaux de la roche en rares granules isolés ; le leucoxène, la tourmaline, le sphène. Quelques corpuscules fins, du minerai opaque se trouvant dans les plages de quartz qui semblent s'être formés au cours de l'individualisation du cristal dans lesquelles elles se remarquent.

Le ciment :

- a) La barytine apparaît sous forme d'aiguilles ou en cristaux grenus ou lamellaires allongés, parfois à structure poecilitique renfermant des éléments roulés (granules de quartz, paillettes de mica et feldspaths). Souvent les cristaux allongés montrent une structure en éventails. Quand la barytine est en présence de grains de quartz ; elle a presque toujours des contours nets.
- b) La Calcite apparaît très rarement dans l'intervalle des grains. Elle est parfois associée avec la galène dans les fissures.

Les minerais sulfurés métalliques

- a) La blende est rare ou au contraire très abondante. Elle apparaît en cristaux fins grenus ou en grandes plages : celles-ci se forment si les espaces

intergranulaires de la roche sont relativement importants.

La blende se présente souvent en cristaux xénomorphes, et rarement automorphes. Elle remplace rarement les feldspaths frais mais souvent les feldspaths plus ou moins altérés. Le remplacement s'effectue de temps en temps selon des plans particuliers où elle montre une structure de remplacement guidé.

- b) La galène apparaît selon les différents échantillons en cristaux xénomorphes et en quantité très importante ou faible. Elle montre les mêmes caractères morphologiques avec les éléments clastiques que la blende (décrite précédemment), sauf que la galène ne présente pas de cristaux zonés. Quant au synchronisme de la cristallisation des dépôts de galène et blende, la cristallisation de ces deux sulfures semble être contemporaine, car dans les différents échantillons on remarque :

- Les cristaux de galène fins ou grenus à contours concaves sont inclus dans la blende; donc on peut dire que la galène s'est cristallisée en même temps que la blende ou sensiblement avant.
- La blende a très rarement remplacé la galène.
- La galène en grandes plages, contenant la blende montre une structure myrméckitique.
- Les cristaux xénomorphes de la blende se sont développés dans la galène.
La galène s'est cristallisée avant le ciment barytique car elle est contenue dans les cristaux largement développés de barytine.
- La pyrite et la chalcopryrite se présentent en corpuscules ou en fins cristaux parfois inclus dans les autres minéraux du ciment.

La succession paragénétique de la minéralisation du sommet du banc P est :

- a) minéraux constitutifs de la roche détritique (arénite et arénorurite)
quartz, feldspaths, biotite, mica blanc, leucoxène, tourmaline, sphène.

b) Le ciment

Minéraux phylliteux

silicification (1)

nourrissage siliceux (2) quartz automorphe

pyrite
marcassite

chalcopryrite

cuivre gris

bournonite

blende

galène

barytine

carbonate (calcite)

Fissuration

|| galène

|| calcite épigénétique

(1) - La silicification comporte la dissolution des grains quartzeux.

(2) - Quartz interstitiel authigène.

10 -COUPE b - Rive gauche (voir fig. 45 b)

La série présente de haut en bas les formations suivantes :

Trias moyen

- A - grès assez fins, blancs, friables (0,60 m).
- B - argilites vertes (1,40 m).
- C - grès assez fins, sableux-argileux verts (1,40 m).
- D - grès grossiers à mauvais calibrage, mal cimentés, en un seul banc (1,60 m).
- E - lacune d'affleurement (2,60 m). Cette lacune de visibilité semble correspondre aux formations E (argilites) M et N, bancs de grès et un banc de grès fin verdâtre de la coupe a. (banc n° 1)

Trias inférieur

- 2) banc de grès fin, gris verdâtre ou beige à la cassure fraîche; il s'agit de la continuation du banc n° 2 de la coupe a. Mais ici ce banc n'a que 0,40 m de puissance (à cause de l'érosion récente); il renferme d'assez rares grains de quartz de 3 à 7 mm et nodules d'argilites blanches (appartenant aux formations précédentes) et de très abondantes ponctuations ferrugineuses. L'attaque au ClH 15 % donne une effervescence importante, donc une partie du ciment sera carbonaté (le ciment carbonaté n'existe pas dans la continuation de ce banc affleurant en aval (voir coupe a). Localement très compact il devient quartziteux en amont.
- 3) une passée d'argilites vertes micacées (0,05 m) qui est la poursuite de celle du n° 3 - coupe a.
- 4) grès très grossier feldspathique 0,45 m, très peu micacé, à mauvais classement contenant des galets de quartz dont le diamètre peut être de 3 cm. La roche est verdâtre à gris verdâtre, un peu brunâtre.
- 5) argilites finement litées, micacées, localement gréseuses 0,05 m correspondant aux argilites n° 5 de la coupe a.
- 6) grès micacés 1,10 m dont la base est un grès légèrement grossier blanc, compact comportant de rares nodules d'argilites vertes cette partie se

présente en trois bancs distincts bien stratifiés à ciment probablement partiellement carbonaté car à l'attaque du ClH 15 % il y a une légère effervescence. La barytine se dessine en lamelles fines, blanches, fibreuses remplissant les cavités interstitielles ou en minuscules filonnets.

Une lame mince faite au sommet de la série montre un grès quartziteux à grains généralement grossiers (arénorudite), on remarque :

Le quartz est très abondant. Lesfeldspaths sont assez abondants, parfois un peu altérés. Le mica blanc et des fantomes de mica noir sous forme de fines paillettes sont présents mais en très faible quantité. Quelques aiguilles de barytine, des traces d'oxydes de fer (limonites) et des minéraux opaques.

- 7) quartzite très dure (0,37 m), gris blanc; à 10 cm du sommet grès fin compact dont les éléments clastiques sont localement mal classés, la roche est partiellement riche en barytine qui, parfois, se présente en concentration importante, surtout dans les petites fractures.
- 8) grès fin à l'aspect silteux, 0,40 m, gris blanc en bancs de puissance presque égale, bien lités.
- 9) grès grossier dolomitique (à ciment carbonaté) (0,21 m), en très petites pointes à la surface d'affleurement où il prend, exposé aux intempéries une couleur beige brun, mais il est gris brun à la cassure fraîche. Il comporte très fréquemment des points ferrugineux avec des petits amas de dolomie ou de calcaire dolomitique. Il est très compact, à cassure conchoïdale; l'attaque du bleu de Thymol donne la couleur vert brunâtre caractéristique de la dolomie; l'attaque au ClH 15 % provoque une effervescence assez violente; la roche est dure.

Une lame mince faite juste au sommet de ce banc montre la composition suivante :

Grès à ciment très largement carbonaté (arénite) ou dolomie gréseuse dans laquelle le classement des grains détritiques est très mauvais. On y voit du quartz de toute taille, très abondant. Quelques feldspaths plus ou moins altérés. Des carbonates (dolomie et calcite) reliant les grains clastiques ont parfois remplacé les grains de quartz sous forme de doigt de gants qui parfois sont très importants. Traces d'oxydes de fer.

- 10) grès grossier feldspathique (0,30 m) localement mal cimenté. Le ciment est carbonaté. La roche fraîche est beige ou gris beige. A 5 cm de la

base on remarque assez peu de fragments de dolomie grise compacte à cassure conchoïdale.

11) Arkose ou grès feldspathique à l'aspect de grès fin silicieux (0,80 m) très compact en plusieurs couches de l'ordre du centimètre environ ; la couleur est gris noirâtre à l'affleurement, gris clair à la cassure fraîche.

12) un niveau de dolomie de 1,20 m de puissance qui se présente en trois bancs bien stratifiés; ce niveau est formé de bas en haut par :

a) un seul banc de dolomie gréseuse compacte (0,35 m) renfermant des nodules de dolomie.

En lames minces on remarque un ciment dolomitique englobant les grains clastiques de taille moyenne à mauvais calibrage (arénite) . La dolomie et la dolomite constituent presque toute la roche. La dolomite se présente en fins cristaux de section losangique. La dolomie riche en impuretés a souvent épigénisé le contour des grains de quartz clastique en leur donnant l'aspect de doigts de gants. Les granules de quartz détritiques sont abondants, de formes anguleuses ou sub-anguleuses. Les paillettes très fines de mica blanc sont très rares. La tourmaline et de très petits amas de minerais opaques apparaissent sporadiquement. Un cristal prismatique allongé automorphe de zircon est visible.

b) des argilites vertes (0,13 m) comportant d'innombrables nodules de dolomie dont le diamètre varie entre quelques mm et 10 cm. La plus grande longueur mesurée approchait de 15 cm.

c) un banc de dolomie (0,35 m) gris beige en surface, gris à la cassure fraîche et très riche en géodes tapissées par de la calcite blanche.

d) un joint d'argilites vertes (0,05 m).

e) un nouveau banc de dolomie (0,32 m) de couleur beige à la surface d'affleurement, gris verdâtre quant il est fraîchement cassé et qui comporte localement des argilites vertes et un grand nombre de géodes tapissées par de la calcite blanche. La roche est compacte.

Etude micrographique

Une lame mince effectuée au sommet de ce niveau montre les

caractères lithologiques et pétrographiques suivants :

Dolomie un peu gréseuse barytique à structure détritique et cristallisée ; la taille des grains est très variée. Cette dolomie constitue le fond de la roche dans lequel on remarque parfois de fins cristaux losangiques (dolomites). Les plages de dolomie contiennent parfois des cristaux de quartz automorphes. Le quartz clastique apparaît très peu souvent en rares et minuscules cristaux isolés et très souvent en plages de taille moyenne. La silice se montre quelquefois sous forme de tâches. Traces de limonite. La barytine apparaît en très pauvre quantité. Elle renferme parfois des cristaux de quartz automorphes ou xénomorphes ; quelquefois elle se présente en aiguilles autour des granules de quartz qu'elle épigénise.

La paragenèse peut être représentée de la façon suivante :

a) éléments clastiques : quartz.

b) ciment : formations siliceuses en taches
dolomie
dolomite
quartz automorphe
barytine
calcite (épigénétique)

13) grès fins blancs, très fins pendant 7 cm, en trois bancs bien compacts.

14) argilites vertes légèrement micacées bien litées (0,20 cm).

15) grès feldspathiques (0,20 m) gris vert, blancs, assez fins, à éléments détritiques bien calibrés, un peu micacés, à ciment argileux et partiellement à ciment carbonaté (calcite). Ce banc montre par endroits d'innombrables ponctuations ferrugineuses. Il s'amincit jusqu'à 5 cm de part et d'autre du plan de la coupe ; cet amincissement est visible le long de deux mètres suivant la direction de l'affleurement puis il reprend assez rapidement son épaisseur normale.

16) argilites vertes (0,20 m) finement litées et très feldspathiques.

17) ce niveau (0,20 m) montre deux faciès différents qui sont de haut en bas :

a) grès fin (0,11 m) gris vert, blanc, très compact mais se présentant en certains points sous forme de grès plus ou moins grossier avec les

éléments clastiques mal calibrés. Cette formation apparaît en trois petits bancs.

- b) Argilites vertes finement litées très micacées (0,04 m) formant la base.

Micrographie :

L'étude en lame mince faite au sommet de cette formation révèle l'existence d'un grès arkosique (arénite) à mauvais classement ayant tendance à devenir un grès quartzite. Les quartz détritiques sont très nombreux et de tailles différentes. Les feldspaths sont abondants (25% au moins) surtout les feldspaths potassiques. Les paillettes de mica blanc et les fantômes de mica noir se trouvent en très faible quantité. Le mica noir apparaît sous forme de cristaux automorphes inclus dans les plages de quartz; la barytine est rare, de temps en temps elle remplace les feldspaths altérés, mais généralement elle remplit les interstices existants entre les grains détritiques. Enfin, on remarque aussi dans cette roche des granules de sphène et des traces de minéral opaque.

0 - Zone blendeuse : Dans cette localité elle a une puissance de 0,73 m et comporte de haut en bas :

- a) Grès quartzeux (0,10 m) gris blanc qui, en certains points peut être fin, gris très clair et très compact. A 10 m en amont (à partir du plan de coupe) il est richement minéralisé en blende et un peu en galène. L'étude en lame mince effectuée juste au sommet de cette dernière formation révèle les caractères suivants :

Quartzite dont le ciment est partiellement ou totalement blendeux, à structure quartzitique. Les grains de quartz détritique sont entourés d'une large auréole de quartz secondaire, le noyau est différencié par une foule d'impuretés ainsi qu'on s'en aperçoit en L.N.

Les feldspaths sont rares et très altérés. Les cristaux d'albite nettement reconnaissables à leur relief optique plus faible que celui du quartz montrent une frange authigène visible à cause d'un anneau d'impuretés visible en L.N.

L'existence de feldspaths authigènes dans les roches sédimentaires est aussi banale que celle du quartz, (A.C. TESTER et G.I. ATWATER 1934; J.W. GRUNER et G.A. THIEL 1937, M. TOPKAYA 1950; in A. CAROZZI 1953).

Les paillettes de mica, leucoxène et sphène apparaissent peu fréquents, la blende (3 à 5%) est dispersée et cimente localement les grains clastiques.

- b) Argilites vertes micacées bien litées (0,06 m),
- c) Grès grossier (0,17 m) gris ou gris verdâtre , mal calibré et localement mal cimenté.
- d) Argilites vertes micacées bien litées (0,02 m)
- e) Grès quartzeux (0,10 m), très compacts blancs, en deux bancs.

Etude micrographique :

Elle est pratiquée au sommet du banc (c) . Il s'agit d'un grès quartzite à grains assez fins (arénite) dont le classement est bon. Les grains de quartz sont très abondants, leur taille est petite et constante, ils sont tous auréolés de silice de nourrissage authigène.

Les feldspaths ; quelques uns montrent une auréole authigène. On trouve en très faible quantité des paillettes de mica blanc, de mica noir, et des tourmalines vertes, ainsi que du leucoxène .

f) Argilites vertes micacées, très bien litées, de puissance égale à 0,28 m, comportant trois petits bancs successifs de quartzite compact. L'épaisseur de chacun de ces bancs ne dépasse pas deux à trois cm environ.

g) Grès quartzite , dur, comportant par endroits des traces diffuses de blende; ce niveau couvre entièrement le lit du ruisseau, surtout entre les coupes n° 10 et 14 (= 45 b et 45 d).

La roche est gris clair ou gris brunâtre à la surface, gris foncé en cassure fraîche. Parfois elle montre en surface des cavités dont le diamètre est de l'ordre de quelques mm et qui sont remplies par des cristaux automorphes de galène.

Etude micrographique :

Une lame mince effectuée dans la roche affleurant dans le lit du ruisseau du Roubreau juste sur le tracé du profil de coupe, donne: grès feldspathique à grains jointifs, à éléments détritiques fins et bien classés.

Le quartz grenu est très abondant; les feldspaths représentent plus de 25%, parmi lesquels les feldspaths potassiques dominent très largement et sont disposés en plages allongées, souvent intactes. Traces de tourmaline verte, de sphène, de leucoxène et d'oxyde de fer ainsi que de limonites et minerais opaques.

Les paillettes de mica sont très rares.

11 - COUPE b , RIVE DROITE DU ROUBREAU

L'explication de chaque banc est donnée de bas en haut, ceux-ci étant la suite de ceux existant en rive gauche et portant les mêmes numéros; les numéros entre parenthèse indiquent également que tous les caractères macroscopiques sont presque identiques.

Notons que les bancs de P, à 17 de la rive droite, sont à cause de la pente des couches et du recouvrement par les alluvions récentes du ruisseau, invisibles. (Voir photo 46 et fig.45 b).

Trias inférieur

16)-id - 16 R.G. (rive gauche) : argilites vertes micacées (0,20 m)

15)-" 15 " ; grès feldspathique (0,70 m) , par endroits, il se présente en deux bancs distincts séparés par un joint de stratification.

Micrographie :

La lame mince est faite juste au sommet de ce banc; c'est un grès fin (arénite) dont les grains clastiques sont très mal classés et le ciment finement phylliteux et argileux. Les granules de quartz anguleux sont très abondants et les galets de quartz très rares. Les feldspaths clastiques, en particulier, les feldspaths potassiques, sont nombreux et presque tous altérés. Quelques paillettes de mica blanc et fantômes de biotite se dessinent çà et là; la séricite participe au matériel de la cimentation. Enfin, la tourmaline verte, le sphène, le leucoxène et les minerais opaques , oxydes de fer (limonites) et de fines aiguilles de barytine s'y présentent en très faible quantité.

14) " 14" - argilites vertes micacées (0,15 m) bien litées, riches en éléments fins détritiques.

13 " 13 "; arkose (0,03 m).

Micrographie :

Le ciment est phylliteux et carbonaté , les grains détritiques sont fins (arénite) et de bon calibrage. Le quartz apparaît

en grains anguleux de taille constante, très rarement à structure onduleuse. Les feldspaths représentent plus de 35%. Les plagioclases sont très peu altérés et séricitisés, les feldspaths potassiques dominants sont presque intacts. Enfin des minéraux assez rares sont la tourmaline, le sphène, les paillettes de mica blanc. Il faut noter que l'existence d'un pourcentage élevé de feldspaths d'une part, ainsi que leur état non altéré d'autre part, prouve l'existence d'une érosion puissante avec un faible transport, sédimentation rapide indiquant une activité tectonique (A. CAROZZI, 1953).

12) " 12 " ; Ici, ce niveau montre une épaisseur de 1,05 m, la partie supérieure de ce niveau passe à une formation de grès.

Micrographie :

Une lame mince est effectuée au sommet du banc dolomitique qui constitue tout-à-fait la base de ce niveau. Il s'agit d'une dolomie un peu gréseuse où l'élément clastique est mal classé. La roche est compacte. La dolomie qui constitue l'élément essentiel de la roche se présente en fins cristaux à structure plus ou moins en mosaïque, très riches en impuretés. Les grains de quartz clastiques anguleux ou subanguleux sont rares, leur taille est très variable. On y trouve des traces d'oxydes de fer (limonites).

Une lame mince est faite au sommet du banc dolomitique qui forme tout-à-fait la partie supérieure de ce niveau (correspondant au banc e du niveau 12 coupe b R.G.). Il s'agit d'une dolomie très gréseuse; la composition est la même que pour la précédente, mais ici les grains clastiques quartzeux sont moins nombreux. On voit rarement des paillettes de mica blanc.

11) id 11 R.G. - Grès grossier feldspathique (0,60 m)
localement micacé.

Micrographie :

L'étude de lames minces faite à la base du banc montre une arkose à ciment phylliteux et carbonaté. Elle montre tous les caractères lithologiques et pétrographiques des bancs n° 10, 12 et des lames minces correspondantes.

Quartz , en petits grains anguleux, de taille constante, rarement à structure onduleuse. Les feldspaths sont très abondants (plus de 35%), les feldspaths potassiques dominent et sont presque intacts; les plagioclases sont par contre un peu altérés. Calcite et dolomie constituent partiellement le ciment; on remarque très peu

de tourmaline, sphène et éléments phylliteux.

En lame mince effectuée tout à fait au sommet, on note :

Un grès feldspathique , dont les grains clastiques sont fins (arénite); le classement est assez bon, la roche est compacte.

Les grains de quartz anguleux ou subanguleux sont fréquents et se présentent parfois en grandes plages. Les feldspaths sont abondants et altérés; quelques cristaux de microcline s'indivisionnalisent. Les minéraux détritiques rares tels que sphène , paillettes de mica blanc et mica noir , minerais opaques, s'associent à ces éléments principaux.

10 id " 10 " - Grès grossier en trois petits bancs

Il est très mal cimenté. Au sommet, la roche est bien cimentée, de sorte qu'à 5 cm du sommet elle devient compacte montrant l'aspect d'un grès quartzitique, mais ce banc passe à un quartzite franche quand on le suit sur quelques mètres en aval (de la rive gauche à partir du plan de la coupe.)

En lame mince effectuée juste au sommet de cette formation , on note :

Grès quartzitique à éléments de tailles différentes (arénite) où les grains de quartz sont très abondants ainsi que les galets de quartzite ; ils renferment rarement des paillettes de mica; les feldspaths , surtout les feldspaths potassiques sont relativement abondants. Leur taille est nettement supérieure à celle du quartz. Les minéraux rares sont : les micas blancs , des fantômes de biotite, des aiguilles ou lamelles fines de barytine, sphène, leucoxène, tourmaline, et enfin traces d'oxydes de fer.

9) " id " 9 " - Ce banc est le 9 , qui existe en rive gauche, il est entièrement absent en rive droite.

8) " id " 8 " - Cette formation qui a l'aspect d'un grès fin est constituée à sa base par un grès quartziteux et quartzite dur gris foncé. Elle passe plus au sommet et latéralement à un grès fin très feldspathique gris foncé à l'affleurement ou gris brunâtre en cassure ce banc comporte à sa base de petits amas blendeux à forte teneur ou à nombreuses mouchetures de galène.

Micrographie:

a) En lame mince on remarque qu'à la base de cette formation la roche est un quartzite ou un grès quartziteux à grains fins jointifs (arénite) à éléments roulés bien classés dans lequel le quartz apparaît

très abondamment. Les feldspaths sont pauvrement représentés, les minéraux clastiques suivants se présentent en très faible quantité : barytine, tourmaline verte, leucoxène, sphène, micas et enfin traces de minéraux opaques.

b) Les lames minces faites au sommet de ce banc montrent qu'il s'agit d'un grès feldspathique à ciment phylliteux, partiellement à grains jointifs où les éléments détritiques sont relativement fins (arénite) mais leur taille est quand même variable.

Le quartz apparaît très abondamment en grains anguleux; les feldspaths clastiques sont très nombreux. De temps en temps, les grandes plages de feldspaths potassiques sont un peu fracturées et altérées. On remarque également quelques paillettes fines de mica blanc et de très rares grains fins détritiques de leucoxène et tourmaline.

7 - C'est la continuation du banc 7 R.G.. Ici, il s'agit d'un grès feldspathique dur (0,80 m) un peu micacé, légèrement quartziteux à grains jointifs; ces derniers ont la taille petite et moyenne (arénite) montrant un calibrage mauvais où la barytine est entièrement absente ~~macro-~~microscopiquement et macroscopiquement.

Les grains de quartz clastiques de toutes tailles dominant largement; l'auréole de nourrissage est peu nette, sinon absente; les feldspaths sont abondants très souvent altérés, quelques uns montrent une auréole authigène; leur taille est très variable. Mica blanc, biotite, sphène, leucoxène et minéraux opaques sont rares.

6 " 6 " - a) Grès grossier, qui montre une puissance de 1,50 m. Il est assez mal cimenté à sa base; au sommet la roche devient plus ou moins compacte et constitue un grès quartziteux. Par endroits, il comporte des cristaux de barytine, plaquettes formées par de fines lamelles ou aiguilles de barytine que l'on voit en affleurement. Dans cette formation, on trouve des mouchetures de galène.

Ces mouchetures persistent à la base et jusqu'au sommet de la couche qui affleure. La roche est gris clair ou gris un peu verdâtre, localement rouge ou brunâtre à cause de l'existence d'innombrables points ferrugineux provenant probablement de l'altération des éléments ferro-magnésiens.

Toutes ces formations sont fracturées par plusieurs cassures dont le rejet est d'échelle centimétrique; c'est pourquoi

elles ne sont que peu reportables sur la coupe à l'échelle de laquelle j'ai travaillé. Les cassures sont presque parallèles et ont une direction sensiblement N S.

Une lame mince faite à 0,50 m de la base du banc permet les remarques suivantes : Il s'agit d'un grès quartzite dans lequel les grains sont souvent grossiers (arénite à arénorudite) donc à classement très mauvais; Les granules de quartz sont très abondants, les feldspaths plus ou moins altérés sont nombreux. Quelques rares minéraux détritiques accompagnant les minéraux constitutifs essentiels de la roche mentionnés ci-dessus sont à citer tels que : mica blanc et fantômes de mica noir sous forme de paillettes fines et isolées barytine, oxydes de fer et minerais très opaques (ces deux derniers éléments étant plutôt en traces).

b - Le deuxième banc de 0,25 m ~~épaisseur~~, un quartzite, repose sur la formation ci-dessus, le passage de grès quartzitique à ce banc de quartzite se fait progressivement.

Au microscope, on remarque un quartzite ou grès très largement quartziteux à grains fins (arénite) de taille constante; le quartz est abondant, les feldspaths altérés sont en pourcentage assez notables; les paillettes de mica ainsi que les minerais opaques sont très rares.

5 - id. n° 5 , Argilites qui correspondent également aux argilites vertes n° 5 de la coupe a sont ici totalement absentes.

4 - id. n° 4 : correspond au banc n° 4 de la coupe a - grès grossier feldspathique (0,30 m). La roche est peu consolidée, poreuse, les grains clastiques sont de toutes tailles (arénorudite); ceux-ci sont jointifs ou sont cimentés par le minerai sulfuré métallique (blende), car localement la blende a rempli les pores et dans ce cas a constitué le matériel de la cimentation de la roche. Microscopiquement, on ne voit pas de formation carbonatée dans la roche, tandis que l'attaque au ClH (15%) sur la continuation de ce banc en rive droite (banc n° 4) a produit une effervescence importante. Enfin, cette formation se présente en deux bancs; elle comporte des fragments d'argilites vertes micacées, des taches fines ferrugineuses, et des dragées de quartz abondantes. En cassure, elle est gris verdâtre ou brunâtre.

Le sommet de cette formation de part et d'autre du plan de la coupe est assez richement minéralisé en blende.

Micrographie :

D'après les études sur quelques plaques minces, on remarque qu'on est en présence d'un grès feldspathique comportant des grains de quartz anguleux et quelques rares galets de quartzite. Les feldspaths sont abondants et très souvent frais. On note également des traces d'oxyde de fer et des micas très altérés.

Une de ces lames mince et la section polie correspondante, comportent 7% de blende remplissant les interstices entre les grains et ayant remplacé quelquefois les feldspaths clastiques.

3' 2' 1' - Les bancs correspondants aux numéros 3,2 et 1 sont absents.

Trias inférieur proprement dit, couvrant la lentille minéralisée :

Banc N' - Continuation de la formation N de la coupe a. Il s'agit également d'un grès à grains fins (0,20 m) compact, de couleur gris verdâtre ou rosâtre en roche fraîche; il se présente en trois petits bancs dont le deuxième comporte par endroits de nombreuses mouchetures de blende diffuse, bien visibles au point de coupe. Il n'y a aucune effervescence à l'attaque du ClH dilué.

L'étude en lame mince effectuée à la base du deuxième petit banc minéralisé en blende révèle les faits suivants :

La roche est un grès quartzite à grains fins (arénite) à bon classement, le ciment est siliceux.

Les grains de quartz détritique de taille petite et constante sont très abondants. Les feldspaths altérés sont relativement fréquents, la séricite et la biotite apparaissent très rarement.

On remarque en L.N. et section polie, que le minéral est de la blende brune (2%) constituant une partie des éléments de cimentation; la blende a de temps en temps remplacé les feldspaths très altérés (ici dans la composition de la roche on ne voit ni les carbonates, ni la barytine, mais les éléments phylliteux sont présents comme dans la suite de ce banc en aval). La formation N' est la continuation du banc N de la coupe a.

Banc M' - Continuation du banc M de la coupe a - Grès grossier feldspathique (0,42 m); la roche n'est pas bien compacte, les dragées de quartz et les fragments d'argilites vertes micacées ne sont pas rares.

En étudiant les lames minces effectuées dans la partie supérieure de ce banc, on note : des grains clastiques de taille moyenne (arénite) mal classés et de rares éléments phylliteux.

Les granules de quartz sont souvent anguleux et les galets de quartzite abondants. Les grandes plages sont assez fréquentes, les feldspaths souvent frais sont relativement abondants. Les lamelles de biotite altérée se présentent en très faible quantité, enfin au-dessus il y a lacune d'affleurement.

Par conséquent, entre la coupe a et b plusieurs bancs s'amincissent et disparaissent (au N 220° E). Par exemple, au NE dans la rive droite, les formations correspondant aux bancs des numéros 1 2,3,5 et 9 sont entièrement absentes.

12 - COUPE c RIVE GAUCHE DU ROUBREAU. (Voir fig. 45 c)

La végétation, les vignes et les alignements de murettes cachent une partie des affleurements; les premières formations qui commencent à être visibles sont celles de la lentille qui sont de haut en bas :

6 - Quartzite et grès quartziteux (0,90 m) . Cette formation est analogue à la formation du banc n° 6 des coupes a et b dont elle n'est que le prolongement . Elle se présente également en deux bancs distincts.

Le premier banc d'une puissance égale à 0,65 m présente la succession suivante :

- a) - La base est un quartzite ou un grès très largement quartziteux pauvrement micacé de couleur brun clair en cassure fraîche. Il comporte d'abondantes ponctuations ferrugineuses . A 0,60 m de la base, il devient un grès grossier à grains très mal calibrés, mais très dur et fortement cimenté.
- b) - Le deuxième banc est un grès fin d'aspect quartziteux (0,25 m) très compact, un peu micacé, de couleur gris brun ou gris clair en cassure fraîche, brun noirâtre à l'affleurement, il comporte d'innombrables points ferrugineux .

7 - id. N° 7 - de la coupe b - 0,30 m de quartzite à grain très fin, compact, gris verdâtre en profondeur.

8 - id - banc 8 de la coupe b - grès feldspathique ayant tendance à être quartzitique (0,55 m); il se présente en plusieurs petits bancs assez finement lités.

9 - Ici le banc n° 9 de la coupe b est absent.

10 - Ce banc correspond à celui du n° 10 de la coupe b - grès fin , très compact (0,40 m) qui à 20 cm de la base devient un quartzite très compact, brun ou gris noir, qui, au sommet, subit un passage de formation grossière, mais reste quand même très dur.

Cette formation est différente de sa continuation entre les coupes a et b constituées par un grès grossier feldspathique à ciment partiellement carbonaté. Ici, ce banc a une structure à grains fins , est quartziteux , et à l'inverse de tous les autres qui s'amincissent en amont, devient plus épais.

11 - id. n° 11 de Coupe b - Grès feldspathique fin très bien lité (0,50 m) en petits bancs de 2 à 3 cm, le sommet de la roche est entièrement quartzitique .

A 0,20 m à partir de la base de cette série, les bancs sont séparés par un mince joint d'argilites vertes.

12 - Ce niveau d'une épaisseur de 0,62 m est constitué par les formations suivantes de bas en haut qui sont exactement dans le prolongement du N° 12 de la coupe b:

- a) Calcaire dolomitique (0,27 m). La roche est jaune orangâtre en surface et en roche fraîche. Elle comporte plusieurs géodes remplies par des cristaux de calcite.
- b) Argilites vertes (0,02 m)
- c) Calcaire très dolomitique (0,16 m) , jaune-orangé, riche en géodes, tapissées de calcite.
- d) Argilites vertes (0,08 m) comportant de petits nodules de dolomies calcaires, brun-orangé , dont le diamètre ne dépasse pas 1, 5 cm.
- e) Un banc de dolomies gréseuses orangé (0,09 m)

13 - id. n° 13 coupe b - Grès fin brunâtre (0,02 m)

14 - id. n° 14 coupe b - Argilites vertes bien litées (0,15m)

15 - id. n° 15 coupe b - Grès plus ou moins grossier (0,45 cm); son épaisseur varie de plusieurs centimètres de part et d'autre du plan de la coupe. Il est bien cimenté à sa base et

quartzeux par endroit. Le ciment est partiellement carbonaté . Il est riche en fines taches ferrugineuses. La roche fraîche est gris clair, gris vert clair ou brunâtre. Parfois, la surface de ses cassures est piquetée ou tapissée par des cristaux de barytine.

16 - id. n° 16 coupe a. - Argilites vertes micacées (0,10 m)

17 - id. N° 17 coupe a - Cette partie est également formée par deux faciès lithologiques différents.

a) Grès grossier dur, compact (0,04 m) formant le sommet.

b) Argilites vertes (0,12 m); constituant la base.

0 - Zone minéralisée blendeuse (id. 0 de la formation 0 de la coupe b et une partie de celle de a). Elle est formée de la façon suivante, de haut en bas :

I - zone blendeuse (0,32 m)

a) Grès grossier (0,09) verdâtre par endroit, partiellement quartziteux, surtout vers sa base. Il est gris brunâtre , rarement noirâtre, très riche en points ferrugineux.

b) Argilites vertes micacées (0,10 m),

c) Quartzite dur, à grain fin (0,06 m)

d) Argilites vertes (0,01 m)

e) Quartzite à grain fin (0,06 m)

II - Les formations non minéralisées en blende

f) Argilites vertes micacées, litées, dures (0,07 m)

g) Quartzite couvrant le lit de la rivière; elle est parfois géodique, remplie par de la barytine blanche ou rosâtre.

13 - COUPE c - LA RIVE DROITE DU ROUBREAU. (voir fig. 45 c)

10 - C'est la continuation du banc (correspondant au n° 10 de la coupe précédente . Ce banc est un grès conglomératique bien cimenté . Il fait une petite dalle dans la topographie; il comporte ; des galets de quartz, des fragments d'argiles vertes et des grains de

feldspath roses, riches en taches ferrugineuses. Il est gris blanc ou brun en cassure, mais rosâtre à l'affleurement.

11 - id. n° 11 des autres coupes - Grès feldspathiques fins, (0,60 m) en petits bancs bien lités.

12 - C'est la continuation des formations n° 12 des coupes précédentes : un niveau calcaire dolomitique (0,10 m). A sa base, il y a une passée argileuse verte de 0,045 m. Il se présente en deux bancs sensiblement égaux séparés par un lit fin d'argiles de (0,04 m) environ. Il est brun beige à la surface de l'affleurement mais gris verdâtre à la cassure.

13' - (correspond au n° 13 des autres coupes) : Quartzite (0,20 m) qui se présente en deux bancs de 0,10 m; elle est très riche en taches ferrugineuses.

14' - id. n° 14 des autres coupes - Argilites vertes, micacées, finement litées (0,15 m)

15' - correspond au n° 15 - Cette formation se présente en bancs de grès fin quartzeux : l'un de 0,55 m au sommet, l'autre de 0,50 m à la base. La roche est gris clair en cassure fraîche et renferme de nombreux points ferrugineux.

16' - id. n° 16 - Argilites vertes bien litées, très compactes. Ces dernières formations sont, pour une grande partie, cachées par le canal d'eau.

17' - id. n° 17 des coupes précédentes. Cette formation présente ici aussi deux faciès différents :

a) Le sommet est un grès plus ou moins grossier, compact, dur (0,30 m) qui se présente en trois petits bancs; entre les deux premiers il y a une passée d'argiles très sableuses.

b) Argilites vertes finement litées, très compactes, renfermant des intercalations de grès fin blanc ou brun.

0 - Zone minéralisée, correspondant aux zones minéralisées des coupes précédentes.

I - Zone blendeuse comprenant les formations suivantes de haut en bas :

- a) Grès quartziteux compact (0,20 m) en plusieurs petits bancs comportant par endroit de petites concentrations blendeuses,

Micrographie :

L'étude des lames minces effectuées juste au sommet du banc dans la partie minéralisée permet de formuler les remarques suivantes :

Il s'agit d'un grès quartzeux à grain plus ou moins fin (Arénite) à calibrage mauvais, où la blende constitue partiellement le ciment. En général, les grains sont jointifs et parfois nourris par la silice de néoformation; dans ce cas on est en présence d'un ciment de régénération. Par endroits les grains clastiques sont entourés par une pellicule d'éléments phylliteux et, quelquefois, ces éléments à auréole siliceuse par la blende.

- Les petits cristaux de quartz automorphes se trouvent parfois au sein des plages de la blende.

- Les feldspaths clastiques frais, parfois altérés, ne sont pas rares. On voit des plages à double macles de microline. Quelques grandes plages de feldspaths (acides) comportent une auréole authigène ; on voit que cette auréole est remplacée par de la blende. Cette dernière également a remplacé une plage de feldspath potassique suivant le clivage de celui-ci (C'est la structure de remplacement guidé selon le clivage).

La barytine se présente en rares plages importantes.

On note quelques minéraux détritiques en très faible quantité, tels que : mica blanc en petites paillettes, mica noir très altéré, leucoxène, sphène et tourmaline brun verdâtre en fin minéral opaque, et des traces d'oxyde de fer provenant très probablement de la déférisation des micas noirs -
Minéral de blende 7% -

Selon l'étude de la section polie et en particulier des lames minces, on peut révéler la succession paragénétique de ce banc :

Les constituants de la roche : (Quartz, feldspath, mica, tourmaline
(Sphène, leucoxène.

Le ciment : minéraux phylliteux :

Quartz de néoformation

(zone de nourrissage quartzeux)

feldspathisation authigène

Quartz automorphe

Blende

Barytine

Une lame faite au sommet de ce banc (où la minéralisation manque) montre des caractères lithologiques et pétrographiques semblables aux lames minces précédentes : la barytine, l'oxyde de fer et la blende manquent totalement.

Les formations correspondantes à celles de - b, c, d, - des coupes précédentes sont absentes.

e) Grès un peu grossier (0,20) compact à l'aspect quartzeux localement minéralisé en blende.

Etude micrographique :

En lames minces on voit que les grains sont grossiers (arénorudites), jointifs ou partiellement cimentés par la blende.

Le quartz apparaît en cristaux subangulaires de toutes tailles. Les galets de quartz sont très peu abondants. Le mica blanc en fines paillettes et la barytine en cristaux courbés sont très rares.

La blende (4%) se montre en cristaux grenus, xénomorphes, remplissant les espaces intergranulaires. En section polie et en lame mince on voit que les cristaux de la blende brun foncé remplacent souvent les plagioclases altérés et renferment souvent les cristaux automorphes du quartz pyramidé (en section polie, la blende représente 25% environ).

II - Les formations non minéralisées en blende :

f) Argilites vertes (0,10 m) ; ce niveau est facilement visible dans

**** la topographie; parfois il est protégé par les bancs plus durs sus et sous-jacents.

g) Quartzite ou grès très largement quartziteux (id. de la coupe précédente). La roche est compacte et elle comporte parfois de la galène.

Micrographie :

Les grains clastiques sont fins (arénite) à classement assez bon.

Le quartz constitue une grande partie de la roche auquel s'associent des feldspaths frais, relativement abondants. Ceux-ci renferment parfois des cristaux xénomorphes de quartz. Les autres minéraux détritiques sont très rares : épidote, sphène, leucoxène (en association avec le mica blanc en petites lamelles).

Enfin, de petits amas de minerai opaque.

14 - COUPE d DU ROUBREAU (voir fig. 45 d)

Les formations quaternaires (la végétation, les éboulis et les champs) empêché^{nt} de mieux voir la continuation des bancs; il semble que la formation de lentilles ne continue pas plus avant vers l'amont et c'est l'horizon blendeux qui devient un peu plus important car il montre une épaisseur entre 2,90 et 3,80 m qui aurait probablement été plus importante s'il n'y avait pas eu l'érosion.

Trias inférieur proprement dit :

I - Zone minéralisée en blende (zone blendeuse 0) de haut en bas, soit :

Au sommet, un grain quartzeux à grain fin passant à un banc de grain fin d'environ 1,80 m, à l'endroit où la coupe est faite; mais un peu plus loin, en aval, il montre une épaisseur de plus de 2,70 m. La roche est compacte, formée souvent de grès quartzeux, de couleur grise ou gris clair ou jaunâtre. Cette formation correspond à la formation a ou ce de la zone blendeuse des coupes précédentes. Elle est vaguement stratifiée.

Une lame mince faite tout-à-fait à la base de ce grès quartzeux montre que les grains sont fins (arénite) et pour une grande partie jointifs à bon calibrage. Entre ces grains clastiques, le quartz est

le seul constituant essentiel de la roche; il se présente en cristaux fins de taille constante, jointifs, incomplètement auréolés par le quartz de nourrissage. Les feldspaths (étant presque complètement potassiques) sont pauvrement représentés et sont souvent damouritisés. On y trouve enfin de la tourmaline et l'association sphène-leucoxène, minéral opaque et carbonates.

e) Cette formation a une puissance de 1,10 m environ en un seul banc. Sa base est formée par un grès à grains relativement fins, plus ou moins friable, assez aisément altérable par les actions atmosphériques; localement, il est assez richement minéralisé en blende; dans ce cas, le ciment est presque entièrement blendeux.

La minéralisation s'observe jusqu'à 0,30 m de la base.

Cette formation passe à un grès quartzeux et, au sommet, elle devient à nouveau faite d'un grès à grains fins, très finement micacé parfois assez compact mais un peu poreux.

- Etude micrographique

Les observations des lames minces et des sections polies effectuées tout à fait à la base de ce banc minéralisé en blende permettent de faire les remarques suivantes ;

La roche est un grès à grains plus ou moins fins (arénite), à mauvais classement, à ciment blendeux. Les grains de quartz, petits, subanguleux, souvent corrodés par le blende, sont abondamment représentés; quelques uns de ces cristaux montrent une auréole de silice de néoformation; les grandes plages et les fragments de quartzite sont rares. Les cristaux automorphes sont rares. Les feldspaths étant souvent séricitisés sont très peu représentés; les micas blancs, tourmaline, sphène, zircon sont rares. Le pourcentage de la blende varie entre 10 et même 35% selon les échantillons.

- En sections polies :

La blende montre une structure grenue; elle remplace les grains de quartz. On remarque le remplissage de la blende dans une fissure mais dans ce cas, elle renferme des petits cristaux de quartz.

La succession paragenétique se résume de la façon suivante :

Les minéraux roulés : Quartz, feldspath, zircon, tourmaline, sphène

Le ciment :

Nourrissage siliceux

Quartz automorphe

Blende grenue xénomorphe

Fissuration

Nourrissage siliceux

La Blende

Gangue (siliceuse carbonatée)

Blende grenue épigénétique

Gangue (carbonate^{et} siliceuse)

La blende épigénétique est celle qui remplit la fissure, formée après la formation de la roche.

- Une lame mince faite de 0,90 m de la base, montre que la roche est un grès quartzeux passant à un quartzite à grains fins (arénite) bien classés.

Le quartz est grenu, en mosaïque, avec souvent un liseré de nourrissage. Les feldspaths sont assez abondants. Les éléments siliceux à structure microgrenue et phylliteux constituent le ciment de la roche. Les paillettes de mica blanc, tourmaline brune, leucoxène, sphène, sont rares.

- L'étude micrographique effectuée au sommet de ce banc montre qu'ici la roche est un grès à grains très fins, très finement micacés (arénite) à classement relativement bon.

est

Le quartz qui est un constituant essentiel, apparaît en grains fins jointifs, quelquefois cimentés par la silice secondaire qui est associée à des éléments phylliteux. Les feldspaths altérés sont peu abondants. Les fines paillettes de mica sont très fréquentes. On y remarque rarement des minéraux de : sphène, leucoxène, zircon, et trace d'oxyde de fer.

II - La zone non minéralisée en blende

f) id. f des coupes précédentes. Argilites vertes, finement litées (0,10 m).

g) = P quartzite très dur et très compacte gris allant du gris verdâtre au gris jaunâtre.

- la Rive droite :

f¹) - Les argilites vertes sont entièrement absentes,

e¹) - Le grès grossier, dur, se présente en un seul banc; il se montre jusqu'à 0,80 m où il a l'aspect d'un grès grossier quartziteux.

Le recouvrement quaternaire masque la bonne vue des affleurements sus-jacents.

15 - COUPE e DE LA VALLEE DU ROUBREAU (voir fig. 45 e)

Elle est faite suivant le lit de ce ruisseau dans une direction N 130 E.

Toutes les explications correspondantes aux numéros des bancs du Trias moyen, de la lentille et du Trias inférieur proprement dit qui se présentent dans cette coupe sont données dans les coupes a à d effectuées dans la même localité, particulièrement dans la partie de la rive droite. Cette coupe montre plutôt les directions et l'importance des failles et des cassures qui ont affecté la lentille et les formations sou^s et sus-jacentes.

a) - Alluvions de ruisseau.

o) - La couche blendeuse ayant (0,60 m) d'épaisseur, la roche est un grès un peu grossier, extrêmement riche en blende; il comporte plusieurs petites cassures remplies par de la barytine blanche.

Entre I et II c'est la formation de grès (P) comportant de nombreuses mouchetures de nodules et amas de galène.

Entre II et III, la couche N ayant (0,60 m) d'épaisseur affleure là où la couche M est absente; elle a certainement disparu du fait de l'érosion récente.

III - C'est l'emplacement de la coupe a.

F1 - Faille montrant un rejet de quelques centimètres sur la rive gauche mais peut-être plus sur la rive droite. Le compartiment N° 0 est abaissé, le pendage de la feuille est de 75° N 270 E.

F2 - Cette faille a une direction NS. à pendage de 75° N 270 E, à rejet de 40 cm environ : le compartiment 0 est abaissé.

Entre les numéros VI et V, de nombreuses fractures de direction N S coupent la partie supérieure de la lentille sur plusieurs mètres. Quelques unes de ces fractures sont remplies par de la barytine.

III - Emplacement de la coupe b

Les bancs (N° 6 et 8) affleurant entre les N° IV et V comportent parfois des galets de quartz.

F3 : Cette faille montre un pendage de 75° N 90 E où le compartiment N O est soulevé ; le rejet , sur la rive gauche , est de 0,40 m.

F4 : Cette faille a un pendage subvertical , 80° N 70 E avec rejet de 1,50 m, très net sur la rive droite.

F5 : Cette cassure traverse la formation de grès quartziteux ou quartzite appartenant au banc g constituant le lit du ruisseau. Elle est visible sur 4 m environ ; elle traverse seulement la formation du banc g et ne coupe pas les formations qui sont immédiatement au-dessus. Ceci prouve que cette cassure a affecté le dépôt rigide (grès quartzite) et non les bancs sus-jacents souples. Elle a un pendage subvertical de direction N 160 E.

VI - Emplacement de la coupe c

F6 : Cassure de direction N 160 E et presque verticale,

F7 : Cette faille a une direction N 160 E avec un rejet extrêmement faible car les bancs blendeux sont déplacés de 5 cm environ, mais la zone mylonitique a une largeur de 0,10 m environ.

F8 : Cette faille est un peu plus importante que les trois dernières citées ci-dessus : sa direction est N-S montrant un rejet de 0,50 m. Le compartiment Est est abaissé.

Le lit du ruisseau montre presque tous les mètres une fracture orientée N-S.

VII - Emplacement de la coupe d

e) - en un seul banc vaguement stratifié : la base est formée par un grès fin puis il passe à un grès quartzite et au sommet à un quartzite.

f) - 0,15 m argilites vertes,

g) - Grès compact, à aspect de quartzite présentant de petits bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur, surtout en amont du ruisseau, comportant plusieurs fractures.

Q - Grès conglomératique ayant plusieurs mètres d'épaisseur parfois assez bien cimenté et souvent à ciment argileux, en plusieurs bancs bien stratifiés. Les galets de quartz qui sont localement abondants peuvent avoir un diamètre de l'ordre de 5 à 6 cm (au-delà du barrage les formations sont recouvertes par des alluvions très récentes).

Paléocourant.

Tout-à-fait en amont dans la formation des grès conglomératiques (formation Q), la recherche du Paléocourant suivant l'orientation des grands axes des grains et des galets de quartz a donné des résultats suggérant des déplacements suivant une direction N 80 E très rares et des déplacements suivant des directions de N 220 E et N 140 E dominants.

Conclusions

Les études mégascopiques, macroscopiques et microscopiques (étude des lames minces et des sections polies) permettent les observations suivantes :

- a) - La lentille sédimentaire gréseuse de la vallée de Roubreau est formée à la fin du Trias inférieur car elle est située entre l'horizon blendeux (dernier horizon minéralisé du Trias inférieur) et les deux petits bancs que j'ai appelés, de haut en bas M et N couvrant le sommet final de la lentille. Par ailleurs, ces deux derniers bancs sont surmontés d'argilites bigarrées constituant un excellent repère stratigraphique; celles-ci sont considérées comme zone de transition entre le sommet du Trias inférieur et la base du Trias moyen.
- b) Etant donné que toutes les formations de cette lentille sont détritiques et gréseuses, à éléments clastiques fins ou grossiers, les ciments non métalliques sont presque entièrement absents (sauf dans les petites séries composées de quelques bancs calcaires dolomitiques gréseux) mais la roche peut être minéralisée.

Les roches souvent feldspathiques ont tendance à être des

grès quartzites ou des quartzites. Ceci s'accroît quand on monte de l'aval à l'amont (du SE au NO).

- c) - Plusieurs de ces bancs ayant chacun un faciès lithologique propre à sa formation, et différent des autres montrent une transition (un passage) brutale avec la première formation sus-jacente.
- d) - La minéralisation en Pb, Zn et Fe est indépendante du faciès lithologique (cependant elle est toujours absente dans les argilites). Comme il l'a été dit plus haut, la minéralisation se trouve ici dans n'importe quel terme lithologique.

Dans les cas où les minerais sulfurés existent, ils se présentent sur l'épaisseur d'une formation (d'un banc par exemple) ou plusieurs formations successives à faciès variés, en quantité importante (souvent à faible extension latérale ou en très faible quantité).

Or, la minéralisation des métaux sulfurés ne dépend :

1° - ni de la silicification, ni des éléments carbonatés (calcite et dolomie) et sulfatés (sulfate de baryum). Ces deux derniers se présentent en très faible quantité, parfois même ils sont absents, cependant si les minéraux sulfurés existent, ils les dominent très largement.

2° - Ni des processus et des phénomènes postérieurs à la sédimentation, par exemple, l'existence d'une ancienne nappe aquifère causant un déplacement du minerai et une minéralisation ou recristallisation ou des venues minéralisatrices.

Autrement dit, tous les processus aboutissant à la minéralisation des métaux sulfurés (Pb et Zn) et se réalisant au cours de la diagénèse, s'effectuent indépendamment de tous les facteurs cités ci-dessus. Ceci se passe comme la minéralisation du ciment carbonaté (la calcite ou la dolomie) ou sulfaté (la barytine) qui s'effectue dans une roche sédimentaire.

La cristallisation de la blende s'effectue de façon totalement indépendante des autres ciments, (carbonates, etc...) pouvant exister dans les roches, sans qu'il y ait une éventuelle interaction entre ces divers ciments et la minéralisation.

16 - COUPE DE LA ZONE BLENDEUSE DU TRIAS INFÉRIEUR EFFECTUÉE DANS LE LIT DE LA RIVIÈRE DE LA LIGNE de 100 m en amont à 100 m en aval du Pont des Recollets. (Largentière).

Nota : (La pente des couches est très douce)
(Le pendage est N 140 E.)

Etude macroscopique

a) - On observe des cailloux roulés de formation récente,

b) - Le Trias : -

1) - 0 - 0,36 m : Grès fin à mauvais calibrage, rouge foncé brunâtre à l'affleurement, rarement verdâtre; la cassure fraîche est verdâtre. Il contient très rarement des paillettes de mica et très peu de blende.

2) - 0,36 - 1,33 m : Grès à grains relativement fins, de couleur brun à vert-blanchâtre à l'affleurement et vert en profondeur.

3) - 1,33 - 1,38 m : Grès fin très micacé, verdâtre,

4) - 1,38 - 1,85 m : Grès fin verdâtre à bon calibrage, de niveau se présente en deux petits bancs séparés par un joint argileux très gréseux, verdâtre.

5) - 1,85 - 1,94 m : Grès fin argileux, vert , très plissoté.

6) - 1,94 - 2,32 m : Grès très riche en calcaire, en surface, de couleur beige, ainsi que la roche fraîche; parfois la roche devient partiellement un calcaire gréseux. Le sommet de cette roche comporte une masse importante de blende de forme ovoïde visible sur 3,50 m. L'allongement de cette masse est placé suivant la perpendiculaire à la direction des couches. Une partie de la gangue a disparu à cause du lessivage, de sorte que la masse blendeuse est devenue caverneuse.

La surface des formations citées ci-dessus , montre une trace de glissement de direction N 170 E, cette surface de glissement est visible sur 4 m environ et est couverte par une mince pellicule de blende de 2 à 3 mm d'épaisseur environ. Toutes ces formations forment une petite dalle dans la topographie.

7) - 2,32 - 3,07 m - Grès de couleur beige brunâtre,

montrant des faciès lithologiques différents dans toute sa longueur d'affleurement d'aval en amont et qui sont :

- a) Tout de suite de l'autre côté de la petite dalle (vers l'amont) on remarque un grès gris blanchâtre à mauvais calibrage comportant sporadiquement des formations gris beige quartziteuses de toutes formes et de toutes dimensions (le diamètre de chacune ne dépasse pas 0,50 m environ).
- b) Un peu plus en amont, on remarque un grès blanc, assez mal calibré, comportant des formations de calcaires dolomitiques ou dolomies gréseuses, ou quelquefois du grès quartzite.

Ces calcaires dolomitiques gréseux et grès quartzite ou quartzite sont beiges à la surface d'affleurement mais sur une tranche fraîche sont gris beige. Il faut dire que ce sont ces grès carbonatés ou calcaire dolomitique gréseux et les grès quartzites beiges qui se trouvent sous forme d'amas isolés à l'intérieur du grès gris blanc.

Etude micrographique

Une lame mince effectuée dans la partie gréseuse montre les caractères suivants :

Grès quartzite carbonaté, chertueux à structure détritique cristallisé, à ciment partiellement carbonaté, à éléments fins (arénite).

- quartz en grandes plages; parfois les individus quartzeux sont automorphes ou sub-automorphes.

- La silice à structure microgrenue remplace souvent les carbonates, parfois elle recristallise au bord des plages de quartz.

Les grandes plages de quartz cristallisent à partir d'amas siliceux microgrenus.

- Calcite en grandes plages,

- Dolomite en sections losangiques, parfois les losanges sont si nombreux et si groupés que leur contours cristallographiques sont difficilement discernables.

On remarque qu'il y a cristallisation de quartz avec la calcite.

c) Plus loin que la formation citée ci-dessus, on voit un calcaire dolomitique gréseux, beige à l'affleurement montrant des taches blanches de silice.

Le ClH à 15% a peu d'action sur la roche.

Etude microscopique : Une lame mince effectuée dans la partie de dolomie très gréseuse montre la composition suivante :

Dolomie très peu feldspathique , à éléments clastiques roulés, de tailles différentes (arénite).

Les carbonates se présentent en cristaux isogranulaires, rarement en sections losangiques. Le quartz anguleux est abondant, parfois il y a des galets de quartzite. Certains cristaux de quartz automorphes, en sections prismatiques allongés, sont entourés par les cristaux de dolomie.

On remarque quelques petits cristaux de feldspaths souvent altérés. Les paillettes de mica et les minerais opaques (galène et oxyde de fer) sont présents en très faible quantité. - trace de limonite.

d) Enfin, encore un peu plus loin (en aval) on trouve localement (de part et d'autre du Pont des Recollets) des formations minéralisées parfois riches en galène et en blende, se présentant sous forme d'amas de rognons ovoïdes.

1° - L'étude de quelques lames minces et sections polies effectuée dans l'amas blendeux de la rive gauche à 10 m du Pont révèle les caractères suivants :

Grès feldspathique à ciment blendeux, à éléments clastiques assez fins , (arénite) mal calibrés.

Le quartz xénomorphe, anguleux, de taille assez petite et constante est abondant. Une grande partie des grains de quartz montre partiellement ou totalement des contours cristallographiques.

Les feldspaths assez souvent en grande plage, parfois poecilitiques à contours irréguliers ou, de temps en temps rectangulaires, mais très altérés. Les paillettes de biotite altérée et de mica blanc sont très rares.

Le leucoxène, les carbonates, la tourmaline jaune-vert se montrent en faible quantité. La teneur en blende varie selon les lames minces; elle est parfois de 50% environ.

En section polie et en lame mince, on remarque :

- que la blende apparaît en plages, de tailles très variées, xénomorphes, constituant le ciment de la roche. Quelquefois les grandes plages renferment de petits cristaux sub-automorphes ou idiomorphes de quartz.

2° - Juste à un mètre du pont en allant vers l'aval, on remarque que la roche est assez minéralisée, seulement en blende diffuse de couleur brun foncé.

L'étude en lame mince et en section polie faite dans cette partie minéralisée montre que la roche est un grès à ciment carbonaté (dolomitique) et partiellement phylliteux, où les grains sont fins (arénite) et assez mal calibrés.

Les granules de quartz hétéromètres sont très abondants: parfois les cristaux sont enchevêtrés; un individu de quartz idiomorphe se trouve au sein d'une plage de blende.

Les feldspaths sont rares. Ils sont pour une grande part altérés. Le carbonate (dolomite) en section losangique est abondant. Les paillettes de mica blanc et de mica noir, les grains de tourmaline et de leucoxène sont extrêmement rares. Les contours des cristaux sont assez souvent pigmentés par l'oxyde de fer (limonite).

Minerai sulfuré.

La blende occupe 7% des éléments constitutifs de la roche. Elle s'est très largement développée entre les grains, dans le ciment où la séricite et les éléments phylliteux sont plus importants. La plage de blende englobe parfois tous les minéraux clastiques de la roche.

3) La galène se présente dans la roche en petits amas associés avec la blende.

L'étude en lame mince et en section polie effectuée dans le grès feldspathique minéralisé en galène et en blende juste au-dessous du Pont, dans le lit de la rivière, montre les caractéristiques suivantes :

Grès feldspathique à tendance quartziteuse, à grains de taille moyenne (arénite) bien classés.

Le quartz apparaît en cristaux isogranulaires en mosaïque parfois à extinction onduleuse. Les feldspaths sont abondants, surtout les feldspaths potassiques très kaolinisés; les paillettes de mica (mica blanc) sont rares.

en lame mince les minerais sulfurés constituent 7% de la roche.

en section polie et en lame mince, on remarque que la blende est plus abondante que la galène. Elles apparaissent en cristaux xénomorphes à contours dentelés, remplissant les intervalles entre les grains clastiques. La blende renferme la galène.

La galène s'est cristallisée un peu avant la blende.

4° - La galène se présente, soit en cristaux dispersés dans la roche qui est un grès assez fin et bien cimenté, gris clair à l'affleurement et en profondeur, soit en filonnets bien alignés de quelques centimètres à quelques mètres.

Dans ce cas, il y a un enrichissement en galène vers les bords des filonnets. Le minerai étant à l'origine dispersé dans le dépôt est concentré, soit par la ségrégation latérale, soit par le remplissage des cassures tardives. Postérieurement à la consolidation de la roche, dans une température normale, où l'eau joue un rôle capital, le terme hydatogène répond à la même suggestion. Cette deuxième idée correspond fort bien à la réalité car la formation du grès mal consolidé du Trias inférieur est très favorable à la circulation et à la percolation des eaux même de l'eau intergranulaire.

8) 3,07 - 3,67 m : 22 m en avant à partir du pont des Recollets, on voit dans une formation de grès feldspathique quartzeux et quartzite qui affleurent dans le lit de la rivière, une association de galène et de blende dominante. On y voit aussi un minuscule filonnet de blende traversant la galène.

L'étude en lame mince et en section polie effectuée dans la partie du grès feldspathique quartziteux minéralisé en blende et galène révèle les caractères suivants ;

La roche est assez fortement cimentée par la blende et par la silice de nourrissage. Les grains clastiques quartzeux souvent

isogranulaires sont très abondants; parfois ils sont nourris par de très fins cristaux de quartz et de silice authigène. Ceci est visible par extinction en lumière naturelle. Les associations de très fins cristaux de quartz sont relativement fréquentes.

Les feldspaths altérés sont assez nombreux. Les paillettes de mica et les cristaux détritiques d'épidote sont extrêmement rares.

Les minerais sulfurés (Zn et Pb) constituent 20% de la roche.

La blende à structure grenue, à contours irréguliers, montre parfois une tendance à être automorphe, et remplace assez souvent les cristaux de gangues (les feldspaths). Les plages de la blende renferment de temps en temps des grains de quartz ayant des contours cristallins nets.

La galène apparaît en très faible quantité, en petits cristaux, soit inclus dans la plage de la blende qui est automorphe ou xénomorphe et, dans ce cas, elle montre parfois une structure étoilée ou pseudo-étoilée. Elle a parfois remplacé la blende suivant un golfe de corrosion.

La pyrite se présente soit en très fins cristaux irréguliers dans les interstices des grains, soit en minuscule filonnet, à cristaux isogranulaires, traversant une grande plage de feldspath.

Au même endroit on remarque un quartzite et localement un grès très quartziteux, fin, compact, dans lequel se présente l'association de blende et de galène, celle-ci dominant très largement.

Le quartzite couvrant le lit de la rivière à partir de 30 m du Pont, montre une couleur beige ou jaune-orangé à l'affleurement et gris clair sur cassure fraîche; il comporte des filonnets anastomosés et entre-croisés de quartzite se présentant très capricieusement.

D'après les études de lame mince et de section polie faites dans la partie de quartzite minéralisée en blende et en galène, on peut noter les caractères lithologiques et minéralogiques suivants :

Quartzite à structure recristallisée dont la taille des grains est moyenne, mal calibrée et dont le ciment siliceux est partiellement sulfuré métallique.

Les grains de quartz xénomorphes sont anguleux et de tailles différentes. Les grains clastiques quartzeux sont presque entièrement nourris par la silice de nourrissage authigène; on peut restituer les contours de l'ancien grain détritique par l'observation en lumière naturelle.

Les paillettes de mica sont extrêmement rares.

Le pourcentage du minerai sulfuré est d'environ 7% en lame mince.

La galène apparaît en cristaux grenus, xénomorphes; elle remplace pour une grande partie le ciment siliceux et rarement les feldspaths et le quartz.

La blende ne se montre que très rarement en plages isolées et est rarement associée à la galène.

9) 3,67 - 4,07 m : Au-dessus des formations citées ci-dessus, se trouve une formation de grès très grossier, très riche en blende, fortement cimenté par celle-ci, affleurant sur une vingtaine de mètres de longueur et sur une épaisseur de 30 à 40 cm.

L'étude de plusieurs lames minces et sections polies faites dans les différents niveaux de cette formation montrent :

un grès très grossier feldspathique, rarement quartziteux, à ciment fortement blendeux où les grains clastiques montrent un très mauvais classement. En lame mince, la taille des grains peut être de 11 mm (arénorudite), (macroscopiquement, la grande longueur mesurée approche 24 mm.)

Les granules de quartz, très hétérogènes, montrent une extinction onduleuse et quelques autres comportent des auréoles de nourrissage siliceux authigènes. Ils sont cimentés par de très fins cristaux de quartz.

Les plagioclases parfois altérés, sont peu abondants : par contre, les feldspaths potassiques sont abondants en cristaux perthitiques, ou en grandes plages. Parfois les grandes plages sont fracturées et brisées.

A ces éléments principaux s'associent les paillettes de mica et les éléments phylliteux en très faible quantité.

Le pourcentage du minerai sulfuré plombo-zincifère varie

selon les échantillons entre 35 et 50%.

La blende se présente en plages xénomorphes de toutes tailles. La blende a remplacé assez souvent les cristaux de la gangue, surtout les feldspaths suivant un golfe de corrosion. Elle a presque toujours remplacé le ciment phylliteux et siliceux et elle renferme assez souvent des cristaux automorphes de quartz authigène sous forme de sections hexagonales et de prismes allongés.

La galène n'apparaît que très rarement; dans les cas où elle est présente elle se montre en très fins cristaux xénomorphes isolés.

La pyrite et la marcassite ne sont présentes qu'en très faible quantité, tantôt en fins corpuscules inclus dans le ciment phylliteux ou dans les cristaux de la gangue dont la succession paragenétique est la suivante :

Le ciment	les éléments phylliteux	
	silice néogène	(quartz automorphe)
	Pyrite	
	Marcassite	
	Blende	
	Galène	

COUPES DU TRIAS MOYEN

Les coupes du Trias moyen minéralisé en fer ont été effectuées dans la mine de Chaune (Fons).

Les emplacements de ces coupes sont marqués sur le schéma des galeries de cette localité (Voir fig.47)

17 - COUPE N° 1 :

De bas en haut, on remarque :

0 - 1m : Marnes noires , vertes et jaunâtres , très friables, à stratification fine: (affleurant sur une hauteur de 1 m environ.)

1 - 1,32 m : Marnes très argileuses, très tendres, bien litées, formant de petites couches comportant localement de fines aiguilles de cristaux de gypse.

Couches de 0,5 à 2 cm de couleur verte, beige ou gris clair, très peu ferrugineuses.

1,32 - 1,49 m : Marnes, noires, dures, très finement litées, plus ou moins micacées;

1,49 - 1,54 m : Marnes noires, feuilletées, un peu grises, légèrement ferrugineuses. A la base, il y a une intercalation de marnes noires, dures, de 0,5 cm.

1,54 - 1,78 m : Calcaire dolomitique, très compact, gris clair, finement stratifié en bancs de 0,5 cm environ; chaque banc comporte sous sa surface extérieure une pellicule de 3 à 5 mm de calcaire dolomitique ferrugineux. Au-dessus du premier banc du bas, il y a une passée de 35 mm environ de marnes gris clair, brillantes, bien litées, contenant elles-mêmes de fins interlités de marnes blanchâtres de 2 mm, ou grises de 2 à 4 mm. Enfin, de 1,72 à 1,78 m on voit un banc de calcaire dolomitique compact, noirâtre et ondulé. L'étude à l'échelle microscopique effectuée presque au milieu de cette série montre les caractères suivants :

La roche a une structure microgrenue à passages détritiques, dans lesquels les grains clastiques sont bien calibrés (calcarénite) : La dolomie et le calcaire constituent le fond de la roche; les grains de quartz sont de taille constante. Il y a une passée de grès. La roche est un peu pigmentée par l'oxyde de fer (limonite).

1,78 - 2,26 m : Calcaire dolomitique en plusieurs bancs, brun et beige, contenant un peu de minerai de fer clairsemé; on y remarque plusieurs cavités remplies de calcite ou tapissées par une mince pellicule de silice (opale) blanche et parfois finement mamelonnée.

2,26 - 2,52 : Calcaire dolomitique, en bancs lités, gris foncé ou noir, sur 0,5 cm; tout à fait à la base, il est ferrugineux.

Le toit est un calcaire dolomitique en bancs compacts, durs d'épaisseur variable.

Ces formations près de la faille affectant le Permien au contact du Trias moyen, montrent un pendage de 22° N 90 E

18 - COUPE N° 2 ET 3 - :

de bas en haut :

0 - 0,80 m : Calcaire dolomitique en bancs épais formant le mur de couches ferrifères .

0,80 - 1,10 m : Marnes noires, finement feuilletées, un peu dures.

1,10 - 1,70 m : Couches dolomitiques contenant très abondamment du minerai de fer cloisonné (exploité autrefois) au centre du banc, accompagné très fréquemment par de la barytine. A l'intérieur du minerai de fer cloisonné, on remarque des croûtes noires et brillantes, souvent mamelonnées , de minerai de Manganèse (polianite).

Le toit est un calcaire dolomitique gris, dur, en banc épais.

19 - COUPE N° 4 - :

de bas en haut :

0 - 0,75 m : Marnes multicolores (noires, vertes, jaunâtres), finement litées, très friables, riches en aiguilles allongées en fins cristaux de gypse. La plus grande taille de ces cristaux approche 3 cm environ.

0,75 - 1,55 m : Calcaire dolomitique en gros bancs , gris à gris foncé.

1,55 - 1,90 m : Marnes noires, compactes. Au centre de cette couche, à l'intérieur des bancs , il y a une pellicule ferrugineuse d'un millimètre d'épaisseur, elle-même entourée par des marnes grises.

1,90 - 2,30 m : Des bancs de minerai de fer très particulièrement cloisonné et très peu mamelonné. Les minerais de manganèse, noirs et luisants, s'y présentent par endroit, presque toujours sur la surface extérieure du minerai de fer cloisonné. On y voit également de petites croûtes de goethite. (Ces minerais ont été examinés à l'aide du microscope métallographique).

Le Toit : c'est un calcaire dolomitique qui se présente en bancs durs, épais, comportant un peu de minerai cloisonné; il est visible sur une épaisseur de 20 cm environ.

20 - COUPE N° 5 :

de bas en haut :

0 - 0,22 m : calcaire, gris sombre, visible.

0,22 - 0,32 m : Calcaire gréseux , très légèrement ferrugineux, dont l'épaisseur varie de 10 à 4 cm, il se termine en biseau.

0,32 - 0,52 m : Calcaire dolomitique, un peu ferrugineux,

0,52 - 0,57 m : Marnes noires, très finement litées, assez compactes.

0,57 - 0,87 m : Dolomie ou calcaire dolomitique en banc dont l'épaisseur est de l'ordre de 15 cm.

0,87 - 2,27 m : Minerai de fer cloisonné, un peu mamelonné comportant très peu de minerai de manganèse, Cette formation ferrugineuse se suit sur plusieurs dizaines de mètres; on y remarque une cassure de direction NO-SE, remplie par de la barytine blanche, massive, accompagnée de minerai de fer.

Toit calcaire dolomitique gris, compact et dur.

21 - COUPE N° 6 :

0 - 0,8 m : Marnes versicolores (noires, grises, jaunâtres et blanchâtres), plus ou moins friables, très finement litées. Tout à fait à la base de ce niveau, on remarque une abondance de fines aiguilles allongées souvent entrecroisées de gypse.

0,80 - 1,40 m : calcaire dolomitique légèrement ferrugineux en petits bancs.

1,40 - 1,80 m : Calcaire dolomitique gris clair compact à cassure presque lisse, stérile.

Toit : calcaire dolomitique dur.

22 - COUPE N° 7 :

0 - 0,25 m : Calcaire dolomitique , compact, se présentant en deux bancs.

0,25 - 0,26 m : Grès fin, gris clair, à très mauvais calibrage et à ciment carbonaté.

0,26 - 1,11m : Marnes argileuses formées par des bancs successifs gris, jaunes et bruns, plus ou moins lités, entre lesquels s'intercalent des passées à fins liserés de calcaires gréseux.

1,11 -- 1,48 m : Calcaire dolomitique ou dolomie en petits bancs comportant des intercalations de fines couches marneuses. Ces formations sont parfois un peu ferrugineuses.

1,48 - 1,86 m : Minerai de fer cloisonné et mamelonné, contenant très peu de minerai de manganèse.

1,86 - 1,95 m : Dolomie noire en 2 bancs, contenant parfois des cellules creuses de minerai de fer.

1,95 - 2,00 m : Marnes argileuses feuilletées, beiges.

2,00 - 2,10 m : Calcaire dolomitique dur, en un seul banc,

2,10 - 2,20 m : Marnes très finement feuilletées, beiges,

2,20 - 2,45 m : Minerai de fer cloisonné, très riche en oxyde de fer.

Toit : calcaire dolomitique dur.

23 - COUPE DU TRIAS SUPERIEUR AU BATHONIEN INFERIEUR effectuées sur le sentier allant de CHAMPDONAS à CHOMEIL (Vesseaux)

Trias supérieur :

Lacune d'observation.

0 - 1,40 m : Grès feldspathique grossier versicolore (verdâtre, gris brun, gris clair) se présentant en plusieurs petits bancs ayant chacun 20 cm environ d'épaisseur.

La roche est riche en points ferrugineux.

1,40 - 6,40 m : Lacune d'observation

6,40 - 7,50 m : Grès assez fin en un seul gros banc, jaunâtre; il est riche en taches ferrugineuses au sommet, très mal cimenté, et riche en éléments quartzeux mal classés; il s'effrite très facilement.

7,50 - 8,10 m Grès fin, en plusieurs petites strates, à ciment de calcaire dolomitique. La roche est de couleur jaunâtre.

8,10 - 9,50 m : Lacune de visibilité,

9,50 - 10,30 m : Grès relativement fin, formé de grains clastiques assez mal calibrés. Il est assez tendre, très altérables par les agents atmosphériques. De fines taches ferrugineuses se remarquent très fréquemment.

Zone de passage entre Trias et Lias :

10,30 - 11,80 - : Lacune d'affleurement.

11,80 - 12,90 - : Grès fins en très petits bancs de 2 cm entre lesquels s'intercalent des passées de grès à ciment fortement carbonaté (dolomie) et de fines couches calcaires dolomitiques de couleur grise. Juste au sommet on voit un grès clair ou calcaire très gréseux "capucin".

12,90 - 13,70 m : Grès fin à ciment fortement calcaire et à passées de calcaire gréseux, en petits bancs de 2 à 3 cm, bien stratifiés, de couleur brun foncé. Parfois s'intercalent aussi de très fines passées de 1 cm de calcaire gris.

L'étude de la lame mince effectuée à 13,50 m de la base montre les caractères suivants : les éléments clastiques de petite taille ont un bon calibrage (arénite).

Le quartz apparaît en grains subanguleux, très exceptionnellement sub-automorphes. Les feldspaths (potassiques et plagioclases) sont pauvrement représentés. Ils sont toujours altérés. Les fins fragments de tourmaline (verte et brune) et les minerais opaques se présentent en très petit nombre.

Hettangien :

13,70 - 14,30 m : Ce niveau se présente en trois bancs de calcaire ayant chacun 20 cm d'épaisseur environ.

Le premier banc de la base est un calcaire compact, gris, à cassure lisse, sublithographique, extrêmement riche en Lamellibranches et lardé de filonnets de calcite blanche; le banc du milieu est un calcaire bien cristallisé à structure grenue. Le banc du sommet est une brèche à ciment calciteux, très fortement recristallisée (saccharoïde, compacte, de couleur grise, et par endroit, comportant des mouchetures de galène et de pyrite). Les fragments fusiformes et arrondis de calcaire sont très abondants. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres, mais ne dépasse jamais 4 cm. Tout à fait au sommet de ce banc, on note un passage de

calcaire extrêmement riche en fragments de tests de Mollusques.

L'étude micrographique effectuée dans ce dernier banc (à 14,20 m de la base) donne les remarques suivantes :

Les fragments de calcaire peu marneux sont à angles émoussés, à structure microcristalline, très finement détritique et renferment de fins grains de quartz qui sont très largement remplacés par de la calcite. La taille de ces fragments est très variable.

Les grains de quartz apparaissent assez abondamment en petits cristaux de taille constante, presque tous subanguleux, et le plus souvent fortement épigénisés par la calcite. Les galets de quartzite à angles arrondis, sont en très petit nombre. Un quartz automorphe est inclus dans une plage de calcite.

La calcite se montre en grandes plages limpides cimentant les éléments constitutifs de la roche.

Les minerais opaques (galène ou pyrite) se trouvant en fins amas sporadiques sont très peu fréquents. Un seul ostracode et un foraminifère enroulé ont été vus dans ce niveau.

14,30 - 14,90 m : Lacune de l'affleurement.

Hettangien

14,90 - 15,90 m : La base de ce niveau est un calcaire noduleux à aspect de pseudobrèche; au-dessus de celui-ci se trouve un calcaire gris, à faciès sublithographique, à cassure presque lisse, riche en géodes, remplies par de la calcite; On y remarque de nombreuses mouchetures de pyrite. Celles-ci se trouvent associées à la calcite dans les géodes ou dans les fissures.

15,90 - 19,90 : Lacune de visibilité. Cela correspond certainement au passage d'une faille de direction N E.

19,90 - 20,50 m : Calcaire brun par point. Il est riche en débris de Mollusques et a le même aspect qu'une lumachelle.

20,50 - 24,50 : Lacune d'observation.

24,50 - 30,00 m : calcaire, en plusieurs bancs de 5 à 20 cm, bien stratifiés à l'aspect noduleux. Fort pendage (25° S E).

A 0,50 m au-dessous du sommet de ces bancs, on a un seul banc calcaire à cassure subconchoïdale il comporte plusieurs filonnets et plus rarement des géodes remplies par des carbonates blancs ou bruns.

Sinemurien :

30,00 - 30,50 - : Lacune de visibilité (peut-être zone de passage de la faille).

30,50 - 34,50 m : Calcaire gris, en plusieurs bancs, bien lités, localement très riches en débris de Mollusques.

34,50 - 38,00 m : Lacune d'affleurement.

38,00 - 39,20 m : Calcaire gris foncé finement cristallin, bien stratifié, à cassure presque lisse et à faciès subli-thographique.

39,20 - 40,40 m : calcaire noduleux, en petits bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas 20 cm environ, entre lesquels s'intercalent de nombreuses passées marneuses ayant chacune une puissance de l'ordre de 5 à 6 cm environ.

Ces bancs calcaires sont gris à cassure lisse, riche en géodes ou microfissures remplies par des carbonates blancs ou ferrugineux. La roche comporte localement de nombreux débris de Mollusques, des taches et même des oolithes ferrugineuses.

40,40 - 41,80 m : Calcaire gris, bien stratifié en bancs plus ou moins épais, riche en Mollusques, en particulier des Gastéropodes.

41,80 - 51,10 m : calcaire gris ou gris clair, bien lité. L'épaisseur des strates varie entre 4 et 15 cm mais la majorité d'entre elles ont une puissance de 10 cm environ.

51,10 - 51,50 m : calcaire, gris compact, à cassure lisse, - en un seul banc.

51,50 - 52,70 m : Marnes gris verdâtre finement feuilletées avec quelques passées de calcaire noduleux.

52,70 - 54,80 m : Calcaire gris, en quatre bancs ayant chacun 40 cm d'épaisseur, entre lesquels s'intercalent de minces couches de marne.

Les bancs calcaires sont très riches en Mollusques . Quelques uns sont ferrugineux ou silicifiés, bien visibles à l'oeil nu. Les mouchetures ferrugineuses ne sont pas rares. Il est à noter que le premier banc, à partir de la base, est un peu marneux.

54,80 - 56,20 m : alternance de couches calcaires, à cassure lisse, ayant chacune une épaisseur de 2 à 4 cm.

56,20 - 58,60 m : Calcaire gris assez clair en quatre bancs d'épaisseur différente. L'épaisseur du plus gros banc ne dépasse pas 0,60 cm environ. Chaque banc est séparé par une passée marneuse. Parfois, à l'intérieur des bancs, il y a des passées très riches en Mollusques, en particulier, des Gastéropodes qui sont de temps en temps ferrugineux. On remarque parfois de fines oolithes ferrugineuses.

58,60 - 60,60 m : Succession de plusieurs bancs calcaires ayant une épaisseur oscillant entre 5 à 8 cm et des lits marneux de 2 à 5 cm chacun.

60,60 - 62,20 m : Sur 25 cm , on voit un seul banc calcaire et au-dessus de ce banc, sur 65 cm, on remarque 5 petits bancs calcaires entre lesquels s'intercalent de fines passées marneuses. Enfin, au-dessus vient un calcaire gris compact en un seul banc.

62,20 - 64,20 m : A la base sur une longueur de 40 cm il y a de nombreuses petites couches de calcaires séparées par des lits marneux gris; au-dessus, reposent trois bancs séparés les uns des autres par un joint marneux de 2 cm d'épaisseur. Ces derniers bancs calcaires montrent une cassure presque lisse; ils sont très riches en Mollusques, fortement calcifiés. La roche comporte également plusieurs taches ferrugineuses et de nombreuses fissures et géodes remplies par de la calcite blanche ou ferrugineuse.

64,20 - 66,20 m : Nombreux petits bancs calcaires noduleux dont l'épaisseur oscille entre 5 et 15 cm, séparés chacun par une passée marneuse variant de 1 à 4 cm d'épaisseur.

66,20 - 68,30 m : Ce niveau se présente de la façon suivante :

A la base, sur une hauteur de 23 cm, des marnes grises finement feuilletées.

Au-dessus, sur 25 cm, 5 petits bancs calcaires séparés par des passées marneuses; puis , sur 40 cm deux bancs calcaires.

Enfin, au-dessus, il y a des alternances de petits bancs calcaires noduleux de 5 à 10 cm d'épaisseur avec des passées marneuses.

68,30 - 72,45 m : sur une hauteur de 70 cm environ depuis la base, il y a un calcaire gris en plusieurs bancs. Au-dessus, repose sur une épaisseur de 1 m, 3 bancs calcaires gris bleuté, durs et fragiles, à cassure conchoïdale. Il est très riche en taches ferrugineuses et même en oolithes. A partir de 69,44, on trouve de façon abondante, des tiges de crinoïdes. La formation supérieure est un calcaire disposé en plusieurs strates bien litées. L'épaisseur de chaque banc ne dépasse pas 35 cm environ. Vers le sommet, on note quelques petites intercalations marneuses. A partir de 70,25 m, il y a apparition de nodules siliceux souvent sous forme de miches, ou fusiformes, parfois ovoïdes ou reiniformes. Leur diamètre s'accroît quand on monte dans la série. Ils ne dépassent pas 5 cm entre 70,25 et 70,45 m et au-dessus, sur 40 cm, leur diamètre oscille entre 10 et 15 cm.

Une lame mince effectuée à 70 m de la base, donne lieu aux remarques suivantes :

Calcaire à rognons siliceux (Gaize), à structure cristalline où on note de la calcite, des quartz de petite taille, peu fréquents, de la calcédoine, des traces d'oxyde de fer, des organismes, des spicules d'éponge.

Il est à noter que la partie carbonatée passe très rapidement à la calcédoine avec des grains de quartz et des argiles.

72,45 - 77,40 m : Sur les 5 cm de base, il y a des marnes grises et brunes, très finement feuilletées; au-dessus, reposent plusieurs bancs calcaires gris dont l'épaisseur ne dépasse pas 40 cm. Ces bancs calcaires sont tous séparés par des lits ou des joints marneux (marne calcaire finement feuilletée, dont l'épaisseur varie ordinairement entre 2 à 3 cm et arrive très rarement à 20 cm environ).

Les bancs calcaires sont très riches en tiges de crinoïde; parfois, on y remarque une grande fréquence de coquilles de Mollusques notamment des Gastéropodes et des Lamellibranches. A l'affleurement, on voit facilement leurs formes extérieures. La roche elle-même est gris clair, finement cristalline, à cassure presque lisse, sinon lisse. Elle comporte plusieurs cassures remplies par de la calcite blanche, ou ferrugineuse, de couleur brun clair ou brun foncé. Les petits nodules siliceux sont fréquents à partir de 75,30 m.

77,40 - 79,40 m : Ce niveau se présente en plusieurs bancs extrêmement riches en tiges de crinoïdes et on voit des passages à un vrai calcaire crinoïdique. Ces bancs calcaires contiennent également une grande quantité de miches ou de nodules parfois entièrement siliceux. Le grand diamètre mesuré de ces miches approche 50 cm. Les organismes (tiges de crinoïdes et Mollusques) contenus dans la roche sont parfois silicifiés. En cassure, cette roche est de couleur gris beige.

79,40 - 85,00 : Sur 1,60^m, à partir de la base, se trouve un calcaire très peu marneux, en 5 bancs, très riche en tiges de crinoïde et à cassure lisse. À 83,00 m, les bancs calcaires comportent des nodules siliceux (association opale et calcédoine).

De 83,00 à 85,00 m se présentent trois bancs calcaires très riches en nodules ou amas siliceux de toutes formes. Vers le sommet, la partie siliceuse se présente en couches discontinues. L'épaisseur de chaque couche est alors de 6 cm environ; sa couleur est gris clair ou gris bleuâtre, à la cassure, mais elle est blanche ou beige à l'affleurement. Les bancs calcaires sont assez riches en tiges de Crinoïde et en débris de Mollusques.

85,00 - 89,00 m : Calcaire gris à l'affleurement et en profondeur compact, à cassure presque lisse; il se présente en plusieurs bancs bien stratifiés. Ceux-ci sont très riches en tiges de Crinoïdes et il y a quelques Gryphées silicifiées à la base de ces bancs. Mais à leur sommet - (de 88,50 à 89,00 m), les Mollusques et les Gryphées sont très largement répandus. Au-dessus, on remarque une apparition de rares quartz roulés dont le diamètre ne dépasse pas 1 mm environ, mais leur nombre et leur taille croissent sensiblement en montant dans la série, de sorte qu'à 88,00 m on est en présence d'un calcaire gréseux à crinoïde pour lequel le diamètre des grains clastiques est parfois de 3 cm. Ces bancs sont très riches en amas de silice de toutes formes surtout de digitations. Les amas siliceux suivent bien la stratification, ils ont une forme lamellaire.

89,00 - 91,50 m : Calcaire gréseux en plusieurs bancs, noirâtre en surface, gris clair en profondeur. Le nombre des grains de quartz augmente quand on monte dans la série, de sorte qu'à 91 m on est en présence d'un calcaire très quartzeux. Dans ces formations, on remarque fréquemment des Gryphées et des Lamellibranches. Les Gryphées deviennent très abondantes à partir de 91 m.

Lias moyen :

91,50 - 94,70 m : Sur les formations précédentes, repose un niveau de grès très grossier passant très rapidement à un conglomérat. La roche est très mal cimentée par la calcite. Parmi les éléments roulés, c'est le quartz qui est dominant; sa taille peut atteindre 7 cm, il apparaît à la fois anguleux et émoussé. A ces galets de quartz s'associent assez fréquemment des fragments de grès arrondis dont la taille ne dépasse pas trois centimètres. Parfois, on y trouve également des fragments de calcaire de forme ovoïde, dont la taille peut aller jusqu'à 5 cm.

La taille des éléments clastiques diminue très progressivement au fur et à mesure que l'on monte dans la série. A partir de 93,50 m, la cimentation est meilleure, mais les éléments grossièrement clastiques, à ciment calcaire, persistent. Entre ces éléments, le quartz a une taille de 2 cm environ et est prédominant. Ce niveau fait une dalle assez importante dans la topographie. Il renferme des Bélemnites et des grosses Gryphées; des galets siliceux à aspect d'opale, notamment à la base de la série.

94,70 - 97,90 m : Les formations détritiques grossières précédentes passent très rapidement à un calcaire gréseux parfois très compact ayant 20 cm d'épaisseur. Au-dessus, on remarque sur une épaisseur d'environ 3 m, de petits bancs siliceux, bien stratifiés, mais discontinus, auxquels s'associent de petites couches de calcaire gréseux, compact et à grains clastiques fins. La roche siliceuse est très dure, mais fragile, à cassure parfaitement conchoïdale. Elle est grise, gris bleuâtre et blanchâtre. Ce niveau se présente en dalle dans la localité où la coupe est faite (entre la ferme Chomeil et le lieu dit Champdenas).

97,90 - 99,50 m : Grès assez grossier, riche en petits amas allongés de silice et de grains de quartz, pouvant avoir 4 mm de diamètre. La roche est jaunâtre à l'affleurement et en cassure.

99,50 - 103,50 m : Calcaire très gréseux passant à un grès à ciment calcaire, compact, se présentant en trois gros bancs.

A la base, les éléments clastiques peuvent avoir 0,8 cm de diamètre mais au sommet, rares sont les fragments de quartz atteignant 2 cm de diamètre. La roche est noirâtre ou gris noir, à l'affleurement, et gris, ou gris beige sur cassure. Par endroit, on voit quelques Bélemnites et des mouchetures ferrugineuses.

103,50 - 109,30m : Sur une épaisseur de 20 cm se voit un calcaire gréseux dont la surface supérieure est sinueuse, indiquant une érosion avant le dépôt supérieur qui est un grès grossier ayant 7 cm d'épaisseur; au-dessus vient un calcaire très gréseux, dans lequel les granules de quartz de 8 mm ont une grande fréquence. La taille et le nombre de ces grains décroît de bas en haut.

De 104,70 à 104,80, il y a une passée de grès blanc. Par endroit, il est partiellement ou entièrement silicifié, d'aspect calcédonieux. Ce grès silicifié et interstratifié se suit sur une longueur de 8 m mais disparaît par biseautage. Ces bancs de calcaire gréseux qui sont généralement plus ou moins épais contiennent quelques Bélemnites.

L'étude microscopique effectuée à 104,75 m (dans le grès silicifié) montre :

La calcédoine un peu carbonatée est presque le constituant essentiel : elle s'unit avec un peu d'opale et montre une structure fibro-radiée. On trouve aussi des carbonates remplacés par des grains de quartz anguleux ou subanguleux : les microgalets de quartzite sont présents mais rares. Quelques grains de quartz sont en voie de transformation en silice à structure fibreuse. Les débris d'Echinodermes fortement calcifiés sont peu nombreux. Les grains clastiques sont fins et montrent un bon classement (arénite).

109,30 - 110,30m : Lacune d'affleurement.

Toarcien moyen :

110,30 - 114,38 m : Sur 30 cm, on voit des marnes gris noires, finement feuilletées, passant tout à fait au sommet à des marnes un peu gréseuses. Au-dessus, vient un calcaire gris, gris clair, en un seul banc, riche en géodes et filonnets de calcite blanche, et également de tiges de crinoïdes qui brillent au soleil ; (épaisseur 20 cm) . Là, on remarque une petite faille EO, ayant un rejet de 15 cm; le compartiment Sud est abaissé. Il y a réapparition de marnes gréseuses feuilletées, gris vert, à l'affleurement et gris noir à la roche fraîche, (épaisseur 17 cm), sur laquelle repose régulièrement la formation suivante :

20 cm de calcaire gréseux, compact, à cassure assez lisse, comportant quelques tiges de Crinoïdes, des Bélemnites, des géodes remplies par de la calcite blanche et de nombreuses oolites de couleur blanche. 7 cm marnes noires finement feuilletées ;

16 cm de calcaire gréseux, peu marneux, riche en tiges de crinoïdes contenant d'innombrables oolithes blanches. Ce banc est brun beige à l'affleurement et gris bleu en profondeur.

40 cm marnes gris noir, feuilletées, assez compactes, passant à un calcaire très marneux. Elles sont très riches en oolithes; parmi ces dernières, quelques unes sont un peu ferrugineuses. A la base de cette couche, il y apparition de quelques rares grains de quartz. Le pourcentage de grains clastiques s'accroît progressivement vers le sommet de sorte que 10 cm au-dessus de la base de cette couche, on est en présence de marnes claires, gréseuses, riches également en tiges de Crinoïdes. Cette couche a donné des bois plus ou moins charbonneux, ayant 1 cm d'épaisseur, 4 à 6 cm de large et d'une longueur visible de 40 cm environ.

Les fossiles que l'on y trouve sont :

Hildoceras bifrons et Harpiceras sp.

L'étude d'une lame mince effectuée à 111,50 m montre :

Calcaire très marneux, oolithique, cryptocristallin et lithoïde, très finement gréseux. La calcite se présente parfois en grandes plages. Les grains très fins de quartz anguleux sont rares. Les organismes sont : des débris et des fragments de Mollusques, des fragments d'Echinodermes, auxquels s'associent des oolithes de forme arrondie ou un peu allongées, ayant comme nucleus des débris d'Echinodermes.

7 cm calcaire oolithique, peu gréseux, en un seul banc, très riche en oolithes blanches dont le diamètre peut atteindre exceptionnellement 3 mm. La roche contient également des fragments de Bélemnites et des mouchetures de malachite.

Une lame mince effectuée dans ce banc (111,84) montre les caractères suivants : La roche est une calcarénite à structure cristallisée, un peu détritique. La calcite en est le constituant essentiel mais elle est associée à quelques grains de quartz anguleux de taille différente. Les organismes sont des débris d'Echinodermes, assez abondants, et quelques rares spicules d'éponges. Ces organismes sont intensément cristallisés en calcite. Les oolithes, de forme sphérique, ovoïde ou allongées, à noyau de quartz, de calcite ou de fragments d'Echinodermes, s'y présentent en quantité importante.

2 cm - Un joint calcaire marno-gréseux.

36 cm - Calcaire gréseux en un seul banc, dans lequel se remarquent quelques rares granules de quartz dont le diamètre peut être

4 mm; les Bélemnites sont fréquentes; les oolithes blanches ont une grande fréquence mais les mouchetures fines de chalcoppyrite sont très peu nombreuses.

11 cm - Marnes noires feuilletées, très riches en fossiles, à savoir :

Hildoceras bifrons Burg.

Coeloceras sp.

16 cm - Calcaire gréseux, gris foncé, en un seul banc, riche en grains fins de quartz détritique, et en tiges de Crinoïdes : il contient très peu d'oolithes blanches.

10 cm : calcaire extrêmement riche en fragments dûs au démantèlement des couches précédentes et en nodules aplatis : débris d'Ammonites, notamment d'Hildoceras bifrons, fragments de calcaire riche en Crinoïde, fragments de calcaires marneux à Bélemnite. Ici, le diamètre des nodules oscille entre 1 à 6 cm environ. Leur forme est arrondie, mais jamais sphérique; et il s'en trouve parfois en formes allongées. Cette couche est très riche en fragments de moules internes de Gastéropodes, de Lamellibranches, de Bélemnites indéterminables, et d'Ammonites.

Hildoceras bifrons Brug.

Hildoceras sp.

Pseudolioceras ?

Harpoceras sp.

Bélemnites cf Quenstedti Oppel (Lias supérieur)

L'épaisseur de ce banc varie entre 10 et 15 cm

50 cm de calcaire gréseux en un seul banc, dans lequel les grains de quartz sont petits, de taille de 1 mm environ mais pouvant atteindre 5 mm. La roche est très riche en tiges de Crinoïdes et assez fréquemment mouchetée de malachite.

40 cm - Marnes gréseuses où les grains clastiques ont une taille moyenne. La couleur est grise, gris verdâtre; elle a livré les fossiles suivants :

Hildoceras semipolitum Buckm. (Toarcien moyen)

Harpoceras bicarinatum Zieten (Toarcien supérieur)

Terebratula sp.

Rhynchonella : *Acanthothynis* ?? (Lias)

Rhynchonella (*Gibbirhynchia*) sp. (Lias moyen)

Rhynchonella squamiplex ? Quest (base du Lias moyen).

86 cm - Calcaire très gréseux passant à un grès calcaire compact . La roche comportant un tout petit nombre de fines taches de malachite et fréquemment des tiges de Crinoïde.

Aalénien :

114,38 - 116,60m - Calcaire gréseux à grains clastiques fins, en plusieurs bancs, dont l'épaisseur ne dépasse pas 25 cm environ. Ces bancs sont séparés les uns des autres par une passée marno-calcaire gréseuse ou marno-gréseuse. Les bancs sont gris jaunâtres en surface et gris à la cassure.

116,60 - 118,00 m : Grès à ciment marno-calcaire passant à un calcaire marneux très gréseux dans lequel les grains clastiques quartzeux ayant une taille de 4 à 5 mm sont en très grand nombre. Ces niveaux se présentent en petits bancs noduleux; d'épaisseur de 6 à 10 cm. La roche est grise en surface d'affleurement et gris foncé à la cassure. Elle est assez facilement altérable. Ce niveau est très caractéristique et facilement reconnaissable sur le terrain tant par sa présentation en petits bancs noduleux que par son caractère d'être altérable aux agents atmosphériques.

118,00 - 120,40 m : Calcaire très gréseux, se présentant en six bancs dans lesquels les grains de quartz ayant une taille de 4 à 5 mm sont prédominants. Ces grains quartzeux sont presque tous anguleux. La roche est gris brun très clair en surface et gris beige clair, en profondeur. Il y a des quantités de ponctuations ferrugineuses et des tiges de Crinoïdes. Les Bélemnites n'y sont pas rares; des traces de glauconie et de rares mouchetures de pyrite s'y rencontrent.

Des lames minces effectuées à 119 m montrent :

Calcaires gréseux à Entroques, à structures cristallines détritiques; on remarque la calcite très largement cristallisée souvent en plages importantes et des grains de quartz de toute taille. Les organismes sont : les Entroques, les Radiales d'oursin, les Bryozoaires et les débris d'Echinodermes et de Lamellibranches.

120,40 - 120,50 m : un grès conglomératique , assez mal cimenté, où les gros fragments roulés de quartz d'environ 3 cm sont abondants. Cette formation est assez riche en Bélemnites.

Zone de passage et niveau transgressif entre le Lias supérieur et le Bajocien.

Bajocien supérieur :

120,50 - 120,80 m : Ce niveau est marqué par une zone de transgression. Il est constitué par des formations remaniées de calcaire gris beige, ou jaunâtre, souvent friable et altéré, très peu gréseux, et contenant des tiges de Crinoïdes. On y remarque des nodules de calcaire marneux avec des fragments d'Ammonites ayant toutes les caractéristiques de celles de la base du Bajocien supérieur, auxquelles s'associent des Brachiopodes indéterminables. L'épaisseur de ce niveau change d'un point à l'autre.

Bajocien supérieur - Bajocien inférieur.

120,80 - 127,50 m : Calcaire marneux à chailles. Il se présente en plusieurs bancs dont l'épaisseur de chacun ne dépasse pas 30 cm, avec des intercalations de couches marneuses calcaires assez finement feuilletées. Les bancs sont gris ou gris foncé; leur cassure est lisse. Ces roches s'altèrent et deviennent jaunes et très friables. Ce niveau comporte assez fréquemment des nodules siliceux sous forme ovoïde fusiforme, ou des miches très exceptionnellement arrondies dont la taille, croissante quand on s'élève dans la série, varie de 1 à 40 cm.

Les lames minces effectuées à 122 m montrent un calcaire marneux à Lamellibranches pélagiques, localement siliceux (calcarénite) à structure finement cristallisée et à faciès pélagique. La calcite est le constituant essentiel de la roche, les grains de quartz sont rares. Il y a une passée siliceuse (calcédoine). Les organismes sont : Lamellibranches pélagiques, spicule d'éponge, Radiolaire.

24 - COUPE DU LIAS MOYEN ET SUPERIEUR MINERALISE, effectuée au lieu dit Champagnac.

La base est un calcaire gris à chaille assez riche en Gryphées silicifiées.

0 - 1 m : calcaire très finement marneux, un peu gréseux, de couleur beige ou brun clair.

Etude micrographique effectuée à 0,50 de la base.

La calcite est souvent en plages de taille moyenne, le quartz en petits grains arrondis, très peu abondants. Leurs contours sont

très souvent épigénisés par de la calcite. Un petit amas de barytine à structure fibro-radiée, de très fins fragments de marnes et quelques taches d'oxyde de fer (limonite).

Les organismes intensément calcifiés sont des traces de coquilles de Mollusques peu fréquents, des fragments d'Echinodermes et des débris de Radioles d'oursin (extrêmement rares).

Lias moyen :

1 - 2,40 m : calcaire un peu gréseux très largement silicifié passant à de la silice (opale), très dur, fragile, à cassure franchement conchoïdale apparaissant en bancs de 0,40, environ; les passées franchement siliceuses de couleur blanche ou bleu clair ne sont pas rares.

Tout à fait à la base de ce niveau, on trouve quelques rares mouches de galène.

Une lame mince effectuée à 1,50 m de la base, montre :

De la calcite et du quartz apparaissent souvent en petits cristaux émoussés et très rarement en grandes plages, composées par des individus quartzeux engrenés les uns dans les autres. Parmi ces cristaux, on note très rarement des cristaux sub-automorphes. La silice se présente sous forme d'opale et en croûte à structure fibro-radiée. Elle est parfois associée avec la calcédoine en une structure en anneaux ou rubannée. Des traces de glauconie et d'oxyde de fer sont rares.

Les organismes (Textularidés) sont rares.

2,40 - 2,80 m : calcaire moins gréseux passant à un calcaire très gréseux (arénite) à structure détritique et cristallisée. La roche est compacte et à grains fins de couleur grise, très sombre à l'affleurement et gris clair sur la roche fraîche; cassure conchoïdale. La roche est par endroit riche en galène. Les fractures sont souvent remplies par de la calcite, associée avec de la galène et de la blende, la galène dominant.

Les études des lames minces et des sections polies effectuées à 2,60 m montrent :

De la calcite et du quartz apparaissent en très faible quantité ; les cristaux sont émoussés, on trouve des cristaux automorphes ou sub-automorphes de feldspaths et des traces de glauconie. Les organismes sont des débris d'Echinodermes, les traces de coquilles de Mollusques étant rares.

Les minerais représentent 4 à 9% de la roche. On a de la blende en cristaux grenus renfermant parfois de la galène en cristaux fins, moins fréquente ici que la blende et de la chalcoppyrite en une seule plage relativement importante qui a en partie remplacé la blende.

La succession paragénétique est :

Galène

Blende

Chalcoppyrite

2,80 - 3,80 m : des bancs presque entièrement siliceux, durs, en bancs de 10 à 30 cm bien stratifiés; ces couches sont très largement silicifiées avec de petites miches ou des nodules de silice (calcédoine et opale) de couleur gris vert clair dures et fragiles.

3,80 - 9,30 m : Calcaire très gréseux (arénite et arénorudite), parfois très marneux, assez souvent minéralisé en galène, zinc, très peu de pyrite, auxquels s'ajoute très souvent de la barytine. Les granulométries varient selon les points. Parfois les grains sont bien classés ou au contraire, mal calibrés. Ce niveau présente plusieurs petits bancs bien stratifiés, l'épaisseur moyenne des bancs étant de 10 cm et très exceptionnellement pouvant atteindre 30 cm. Ces bancs sont à l'affleurement très perforés et excavés, rognonneux ou caverneux; le diamètre des cavités varie de 1 à 6 cm. La roche est gris noirâtre à l'affleurement; à la cassure fraîche, elle est grise, gris foncé ou brun clair. Les grains clastiques quartzeux de 1 à 2 mm de diamètre ont une fréquence importante; très rarement ils peuvent avoir 3 mm de diamètre et très exceptionnellement 3 cm.

Parmi les microfossiles on voit quelques Bélemnites et rarement des Pectenidés.

La roche est minéralisée en galène et en blende dominante. Cette dernière se voit en cristaux fins et diffus dans la roche de couleur brun foncé ou en cristaux automorphes, jaunes ou brun jaune, parfois jaune très clair et blonds. La taille des cristaux est généralement de 2 à 3 mm et très exceptionnellement de 5 mm. Ces cristaux donnent à la surface d'affleurement de la roche une ponctuation brun clair et une certaine rugosité. La galène se présente soit en très fins cristaux dispersés dans la roche, noirs, toujours visibles à l'oeil nu, soit en très fins filonnets ou en fins amas. Ces

minéraux métalliques sulfurés sont assez souvent accompagnés par de la barytine blanche ou rosée et un peu de calcite blanche, en particulier dans les fissures où les cristaux automorphes de blende sont très abondants. Parfois ces cristaux de blende sont orientés sur les bords du filonnet de calcite suivant l'axe du filonnet.

Les études effectuées en lames minces et en sections polies permettent de faire les remarques suivantes :

a) - Etude micrographique effectuée à 4,80 m :

calcaire gréseux à grains clastiques, de taille moyenne, mal classés (arénite); structure détritique, cristallisée.

La calcite se présente en grandes plages bien cristallisées constituant le fond de la roche, dans laquelle le quartz se montre en grains relativement abondants de taille hétérométrique, très exceptionnellement sub-automorphes. Tous ces cristaux montrent, à leur contour, des indentations importantes dues au remplacement par de la calcite. A ces grains clastiques s'associent en très petites quantités : des feldspaths (potassiques et plagioclases) assez intacts, de la barytine en lamelles allongées, de la chlorite, de la tourmaline et de la glauconie.

Les organismes sont : de petits Gastéropodes, Textularidés débris d'Echinodermes, et des fragments de Mollusques.

Les minerais sulfurés :

La blende apparaît en grande plage ou en fins cristaux xénomorphes, parfois sub-automorphes et à tendance idiomorphe.

Elle renferme la galène. Celle-ci se dessine en très fins cristaux dispersés dans la roche, parfois associés avec la blende.

L'ordre paragénétique doit être :

Galène

Blende - (xénomorphe brun foncé)

Blende (sub-automorphe brun clair)

b) Etude micrographique effectuée à 6 m de la base.

Calcaire gréseux , très finement marneux (arénite) à bon calibrage de grains clastiques.

La calcite est bien cristallisée, le quartz se dessine en nombre assez important de plages détaille moyenne ou petite, souvent émoussées et fortement épigénisées sur les contours par la calcite .

Les microgalèts de quartzite sont peu nombreux . Un de ces galets de quartzite montre des contours cristallographiques nets (photo n° 42). Un autre cristal automorphe montre des accroissements successifs dans le temps. Cet aspect est particulièrement net en L.N. grâce aux impuretés qui soulignent la zonalité du cristal. Les feldspaths apparaissent en petit nombre et sont parfois fracturés. Leurs contours sont épigénisés par de la calcite.

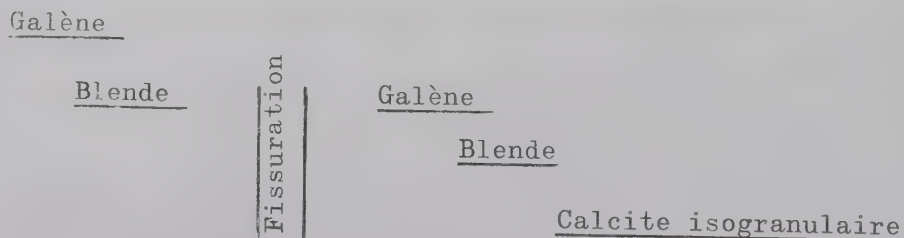
Les organismes (Textularidés) sont très rares .

Les minerais :

La blende est abondante en cristaux grenus fins, soit dispersés sur la roche, soit associés avec la calcite remplissant la microfissure.

Elle renferme souvent de la galène. Cette dernière se montre assez abondamment en cristaux xénomorphes fins dont la taille est nettement inférieure à celle des cristaux de blende.

Une fissure est remplie par de la calcite blanche à l'intérieur de laquelle se trouve de la galène contenue dans la blende. Donc, l'ordre paragénetique est le suivant :



9,30 - 11,00 m : calcaire très gréseux passant à un grès assez grossier à cristaux calcaires, en petits strates rognoneux, souvent silicifié. Ces grès passent vers le sommet à un calcaire gréseux. Parfois il y a passage à un calcaire gréseux d'éléments clastiques fins. Dans ce dernier cas la roche est grise

en profondeur, riche en tache ferrugineuses et gris beige à la surface d'affleurement; les fins filonnets de barytine sont assez fréquents. Les grains roulés quartzeux et feldspathiques ont en majeure partie entre 10-12 mm

11,00 - 15,70 m : ce niveau est essentiellement formé par un grès grossier peu ou au contraire fortement cimenté par la calcite. A la base de ce niveau, les bancs de grès grossiers passent latéralement à des grès fins quartzeux ou à des calcaires très gréseux. Ces formations peuvent être cimentées partiellement ou totalement par des sulfates de baryum; elles sont riches en rognons silicifiés au centre et parfois elles sont vaguement stratifiées.

Une lame mince effectuée à 11,50 m de la base de la formation à ciment barytique indique :

Grès à ciment barytique où la granulation des grains clastiques est très mauvaise (arénorudite). Le quartz constitue presque entièrement la roche : il se présente en cristaux aux angles émoussés ou subanguleux. Les feldspaths (feldspaths potassiques et plagioclases), souvent intacts, sont rares. La barytine constituant le ciment apparaît en grandes lamelles allongées. Le mica noir n'est présent qu'en traces. Les fragments de calcaire marneux constituent partiellement le ciment.

A partir de 13,50 m on passe à un grès grossier à ciment calcitique blanc compact à rares mouchetures de malachite; on note encore des points ferrugineux peu nombreux de filonnets de calcite blanche et de petits amas de barytine en faible nombre.

L'étude micrographique effectuée à 13,50 m indique qu'il s'agit d'un grès à ciment fortement calcitique où les grains clastiques sont relativement mal classés (arénorudite). Le quartz se montre en plages de toutes tailles, anguleux ou subanguleux ; des microgalets de quartzite sont assez abondants. Les grains quartzeux sont épigénisés à leurs contours par de la calcite. Les feldspaths parfois altérés, sont peu nombreux. On note des traces de glauconie.

Les organismes sont représentés par des débris d'Echinodermes.

A partir de 15,10 m on a un calcaire très gréseux, compact, comportant des mouchetures de galène et de blende parfois associées à de la barytine. Cette dernière se présente en nodules ou en filonnets, les nodules siliceux persistant, mais leur nombre et leur taille diminuant à partir de 15 m . Parfois, ces nodules sont minéralisés

en galène et en barytine (à 15,70 m). La taille moyenne des grains clastiques quartzeux de ce niveau est d'environ 5 mm . On y trouve des Bélemenites.

Etudes en lames minces et en sections polies :

a) Les études micrographiques effectuées à 15,10 m de la base montrent :

calcaire gréseux, à structure détritique , cristallisé, à assez bon calibrage clastique. Les éléments constitutifs sont la calcite, le quartz à cristaux à angles arrondis ou sub-anguleux relativement peu abondants; leur taille est petite et assez constante; par contre, les microgalets de quartzite et de glauconie sont très rares.

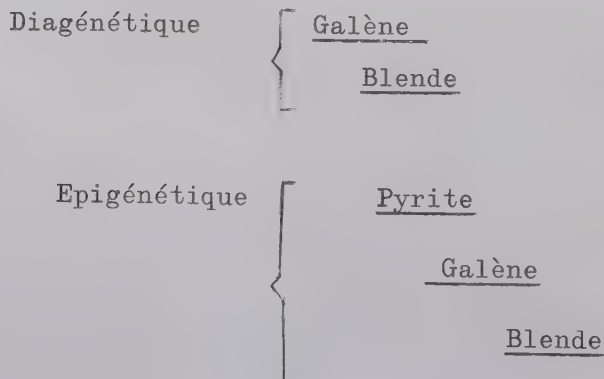
Minerais :

La galène se présente assez fréquemment en plages xénomorphes importantes ou en petits cristaux sub-automorphes ou automorphes en sections cubiques ou en octaèdres, parfois en hexagones. Elle apparaît en anneaux (photo n° 43) tout à fait arrondis, entourés par de la blende ou bien blende et galène sont enchevêtrées.

La galène a remplacé presque entièrement un Gastéropode; La blende se dessine en cristaux fins, souvent associés avec la galène et parfois renfermant celle-ci. Elle est beaucoup moins importante que la galène.

Dans les fragments de galets roulés, on note de fins cristaux de blende et de pyrite. Celle-ci a parfois contenu la blende.

La succession paragénétique s'établit de la façon suivante :



- b) Les études micrographiques effectuées dans un rognon siliceux minéralisé à 15,70 m de la base indiquent :
opale , calcédonieux très peu carbonaté, structure cryptocristalline en partie détritique cristallisée.

Les constituants sont :

opale qui constitue presque le fond de la roche où elle présente une structure cryptocristalline, fibreuse et en croûte. La calcédoine est associée avec l'opale, la calcite, le quartz en cristaux, de taille relativement petite. Les feldspaths sont presque intacts et la barytine se présente en grandes lamelles assez rares.

Les organismes sont :

Débris d'Echinodermes silicifiés fréquents, Radioles d'oursins silicifiées montrant leur canal central. Les oolithes entièrement silicifiées sont exceptionnelles.

Le minerai sulfuré :

La galène apparaît en cristaux xénomorphes, très rarement en cristaux cubiques. Elle a parfois remplacé l'opale. La galène ne se trouve jamais entre les couches successives de calcédoine et d'opale.

15,70 - 21,70 m : Calcaire gréseux bien stratifié où l'épaisseur des bancs varie de 25 à 80 cm. La base de ce niveau fait une petite dalle dans la topographie et résiste aux actions atmosphériques. La roche est compacte, elle passe parfois soit latéralement, soit en montant dans la série, à un calcaire très gréseux à grains clastiques grossiers assez mal cimentés ou à un grès à ciment calcaire largement cristallisé. En général, en montant dans la série, on passe à un calcaire crinoïdique. Les rognons ou les miches siliceuses sont totalement absents.

La roche est de couleur grise et noire à la surface d'affleurement, gris clair à la cassure fraîche. La partie du grès grossier est assez rouge par pigmentation d'oxyde de fer. La roche est bourrée de fines taches ferrugineuses. La barytine existe assez abondamment et elle constitue une grande partie du ciment de la roche en particulier de 16,00 à 16,50 m de la base où les cristaux de barytine donnent une rugosité à la surface extérieure de la roche. La galène et la blende s'associent avec la barytine de sorte qu'à 17,70 m cette association est importante. Les fossiles visibles à l'oeil nu sont généralement des Brachiopodes, Bellerophonites en petites quantités et tiges de Crinoïdes en grande abondance.

Plusieurs lames minces et sections polies ont été effectuées dans ce niveau :

a) Lames minces et sections polies effectuées à 16,10 m :

Le quartz apparaît en petites quantités avec des angles émoussés. La barytine se dessine en plages importantes assez peu nombreuses; elle a remplacé une plage de calcite comportant de la galène en cristaux sub-automorphes, elle renferme parfois de la galène. La glauconie se présente en traces. Les fragments marneux calcaires remaniés comportent abondamment de fins cristaux de galène.

Les organismes sont :

débris de Mollusques, Textularidés, Radioles d'oursins, débris d'Echinodermes très intensément calcifiés de sorte que la structure réticulée de l'Echinoderme est presque entièrement effacée.

Le minéral :

La galène apparaît en fins cristaux xénomorphes dispersés dans la roche. Elle se montre rarement en cristaux sub-automorphes (en cubes).

Succession paragenétique :

Galène

Blende (brune)

Calcite

Blende (jaune)

Barytine

b) Etudes micrographiques effectuées à 16,40 m de la base :

La barytine constitue partiellement le ciment de la roche où l'on remarque les caractères suivants :

Calcaire crinoïdique peu gréseux, très finement barytique, à structure détritique et cristalline. Le classement des grains clastiques est relativement bon; la taille de ces derniers est moyenne.

La calcite est grenue; elle constitue l'élément essentiel de la roche. Elle s'y associe avec les grains de quartz à angles

plus ou moins arrondis, parfois sub-automorphes, assez largement remplacés par de la calcite. Quelques uns montrent des indentations importantes; on note quelques microgalets de quartzite parfois à extinction onduleuse. Les feldspaths se montrent en granules presque intacts et assez rares.

La barytine apparaît en rares cristaux souvent remplacés par de la calcite.

Les organismes : débris d'Echinodermes très abondants piquants d'oursins extrêmement rares, traces de coquilles de Mollusques très peu nombreuses. Tous ces organismes sont très fortement calcifiés de sorte que leur structure est à peine visible en L.N.

Le minerai :

La roche est minéralisée en blende apparaissant en petits cristaux xénomorphes dispersés dans la roche : de fines structures réticulées de squelettes, des débris d'Echinodermes sont imprégnés par la blende.

Toarcien moyen :

21,70 - 22,30 m ; Les formations précédentes passent rapidement à un calcaire marneux en un seul banc, gris beige à la surface d'affleurement, gris foncé à la roche fraîche. La roche est très riche en oolithes blanches donnant un aspect ponctueux à la roche. Le diamètre des oolithes ne dépasse 1 mm environ.

Il y a une très petite quantité de grains quartzeux dont le diamètre peut aller jusqu'à 2 mm. Tout à fait au sommet, cette formation passe assez sensiblement à des marnes.

22,30 - 22,60 m : Marnes gris foncé ou noires, où les oolithes sont très peu nombreuses. La couche marneuse passe à son sommet à un niveau de calcaire marneux.

22,60 - 23,00 m : Calcaire oolithique se présentant en un seul banc. Ce niveau est très riche en macrofossiles en particulier en Ammonites dont la taille peut être de 22 cm. Les Gastéropodes sont rares : ce banc a livré les macrofossiles suivants :

Ampullina pelops (d'Orb) (Lias supérieur)
Dactylioidae g. et sp. ind. (Lias supérieur)
Hildoceras bifrons Bruguière (Toarcien moyen) (très abondant)
Lytoceras sp.
Plagiostoma valoniense Defrance) Lias inférieur,
Thsanolytoceras (fossiles en mauvais état d'après son cycle de croissance) (Toarcien moyen)
Trachyltoceras sp. ind. (Toarcien)
Harpoceratoides alternatus Simpson : Toarcien moyen

Etude en lame mince effectuée au sommet de ce banc (à 23,00 m de la base :

- Calcaire oolithique finement gréseux (calcarénite) à structure cristallisée et détritique.

La calcite est un constituant de la roche. Les grains de quartz sont plus fréquents, souvent anguleux, très rarement à angle émoussé. Les cristaux montrent entre eux des doigts de gants importants provoqués par l'épigénisation de la calcite. (Ce fait n'est pas rare).

Les microorganismes, les débris d'Echinodermes sont très fréquemment représentés. Les oolithes non silicifiées et non ferrugineuses, comme le noyau des fragments d'Echinodermes, sont assez abondantes avec des formes arrondies ou allongées. Parmi les fragments d'Entroques, on remarque une belle section transversale d'une tige de pentacrine. Ces organismes sont intensément calcifiés.

23,00 - 27,20 m : calcaire très gréseux, finement marneux. Les grains clastiques quartzeux, anguleux ou à angles parfaitement arrondis, sont très abondants, ayant même apparence que le grès à ciment fortement calcaire. Ce niveau présente de nombreux petits bancs dans lesquels s'intercalent des passées marno-argileuses vertes parfois sableuses ou sablo-argileuses dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 cm. Ces passées deviennent plus fréquentes au sommet de ce niveau.

Les fossiles, visibles à l'oeil nu, sont des fragments d'Ammonites indéterminables ; les Hildoceras bifrons sont rares, mais les tiges de Crinoïdes sont assez abondantes.

Etude microscopique effectuée à 24,70 m de la base :

Calcaire très gréseux; finement marneux, un peu organogène, où le classement des grains roulés est extrêmement mauvais (arénite).

Les constituants sont :

La calcite - le quartz et les galets et microgalets de quartzite de toutes tailles souvent anguleux, rarement subanguleux qui sont abondants; parfois, les contours de ces grains quartzeux sont épigénisés par la calcite où l'on remarque des indentations importantes. Les feldspaths presque intacts étant parfois brisés et fracturés ont une légère extinction noduleuse. Quelques uns d'entre eux montrent des doigts de gants importants dûs à un remplacement par de la calcite. On note encore des lamelles de mica blanc extrêmement rares. On y remarque un fragment remanié de marnes à structure

crypto-cristalline.

Les organismes sont :

Débris d'Echinodermes très abondants, piquants d'oursins traces de coquilles de Mollusques et Miliolidés qui sont très rares.

27,20 - 30,70 m : Grès très grossiers en plusieurs bancs à éléments clastiques, très mal cimentés, mal calibrés (arénorudite), où les grains quartzeux sont en moyenne extrêmement abondants. Ces grains sont allongés suivant la stratification où ils montrent une direction N 160 E environ.

Parmi les macrofossiles, quelques Pectenidés sont visibles.

Etude micrographique effectuée à 26,20 m de base :

La roche est un grès grossier calcaire marneux ou un calcaire marneux extrêmement gréseux à ciment micro-cristallisé.

La calcite, les grains de quartz et galets de quartzite de toutes tailles presque entièrement anguleux sont très abondants. Ils ont assez souvent leurs contours épigénisés par la calcite; les feldspaths (feldspaths potassiques et pagoclases), en plages non altérées sont très peu nombreux (2%). On note des cristaux de tourmaline verte et des traces de minéral opaque.

Les organismes sont :

Débris d'Echinodermes et Radioles d'oursins avec parfois un canal central sont assez abondants, Lagénidés (extrêmement rares) Débris de Mollusques assez fréquents.

Aalénien :

30,70 - 33,20 m : Calcaire très riche en grains quartzeux où le diamètre prédominant est de 1 cm. Le niveau apparaît en plusieurs bancs de 15 cm assez compacts, faisant une petite dalle en escalier dans la topographie. Entre les bancs il y a des joints de grès marno-argileux, les tiges de Crinoïdes sont rares. On y trouve quelques rares nodules d'oxyde de fer.

L'étude microscopique faite à 32,70 m de la base indique :

calcaire très gréseux (arénite ou arénorudite) où les grains clastiques sont mal calibrés, fortement cimentés dans une matrice à structure cristallisée..

Le quartz, la calcite apparaissent très abondamment en grains anguleux de toutes tailles. Les microgalets de quartzite sont très peu nombreux. Une plage de quartz constituée par plusieurs individus quartzeux engrenés les uns aux autres renferme plusieurs cristaux de tourmaline verte. Les feldspaths sont en faible quantité. Le mica blanc est rare.:

Les organismes :

Débris d'Echinodermes très largement calcifiés assez abondants, fragments de coquilles de Mollusques se présentant en petit nombre.

33,20 - 34,90 m : calcaire très gréseux, peu marneux, passant à un grès à ciment calcaire marneux en petits bancs noduleux où l'épaisseur des bancs varie de 6 à 10 cm et allant parfois jusqu'à 15 cm. La roche est très altérée à l'affleurement. Elle est gris clair à la surface d'affleurement et gris foncé en profondeur. Les grains clastiques y sont extrêmement mal classés, leur taille moyenne oscille entre 4 et 5 mm, ils atteignent rarement 1 cm.

Dans la même localité on a trouvé un grand cristal de blende brune avec de rares nodules de 2 cm de minerai de fer (limonite) et quelques fragments d'Ammonites.

Etude en lames minces effectuée à 34,70 m de base :

Il s'agit d'un calcaire peu marneux, très gréseux, à très mauvais calibrage de grains clastiques (arénite passant à arénorudite).

Les constituants sont :

La calcite, les grains de quartz et les galets de quartzite de toutes tailles qui sont très abondants. Parfois les grandes plages renferment des paillettes de biotite intactes. Les feldspaths presque intacts en grandes plages sont peu nombreux. On note un fragment de marnes extrêmement riche en débris d'Echinodermes.

Les organismes sont rares : Spicules d'éponge et Radioles d'oursins montrant parfois un canal central, mais les débris d'Echinodermes sont abondamment représentés.

34,90 - 41,20 m : Calcaire très gréseux à grains clastiques grossiers à Crinoïdes. Ils se présentent en gros bancs, chacun de ces derniers étant vaguement stratifié. La roche est fortement cimentée et assez résistante aux agents atmosphériques. Elle se débite en plaquettes; elle est gris noirâtre ou gris beige clair à la surface d'affleurement et gris clair à la cassure fraîche. La surface

d'affleurement présente de très nombreux grains de quartz à angles arrondis ou anguleux dont la taille moyenne est de 1 cm, le plus grand diamètre pouvant aller jusqu'à 2 cm ; Ces cristaux sont allongés suivant une direction variant entre N 140 à 160 E. On y remarque quelques mouchetures de malachite.

Etude microscopique effectuée à 41,00 de la base de cette coupe :

Calcaire très gris à Crinoïde (arénorudite) à structure détritique, cristallisée, partiellement concrétionnée. Le classement des éléments roulés est extrêmement mauvais.

Les constituants sont :

Calcite, grains de quartz et galets de quartzite (abondants). Ils sont anguleux et très rarement à angles arrondis. Les feldspaths souvent anguleux sont pauvrement représentés.

Les organismes sont :

Foraminifères (Lagénidés), piquants d'oursins, débris d'Echinodermes, ces derniers abondants.

41,20 - 41,70 m : Calcaire gréseux à grains détritiques fins. La roche finement cassée est gris clair.

41,70 - 42,80 m : zone de remaniement ou zone de passage entre Lias supérieur et Bajocien. Cette zone est marneuse de couleur beige ou brun clair, elle comporte plusieurs Brachiopodes et des Ammonites (de la base du Bathonien supérieur), très mal conservées. Par endroits, ce niveau comporte de petits bancs calcaires marno-gréseux.

Ce niveau a livré plusieurs Brachiopodes.

Bélemnites sp.

Bigtite sp.(fragment) - base du Bajocien supérieur.

Rhynchonella quadriplicata ziet (abondant)

Bajocien supérieur ou Bathonien inférieur :

Au-dessus viennent des bancs successifs de calcaire marneux gris foncé, jaunâtre après altération. Entre ces bancs s'intercalent des bancs marno-calcaires feuilletés.

25 - COUPE EFFECTUEE A L'ENTREE D'UNE GALERIE ABANDONNEE DE MINERAI
DE FER DU LIAS SUPERIEUR, à Saint-Priest près de la ferme
Cros Clary, non loin de la source captée.

On remarque de bas en haut :

Toarcien moyen :

0 - 1,50 m : calcaire peu gréseux, oolithique, très fortement ferrugineux, à structure détritique et cristallisée, plusieurs bancs bien stratifiés, riches en tiges de Crinoïdes et en Ammonites : à 0,30 m de la base, la formation a donné une Ammonite en mauvais état; elle semble se rapporter soit au genre Coeloceras s.Ste, peut-être C. acenothoïdes Reynes, du Domérien, soit à Peronoceras (sous genre de Dactyloceras) ce qui donnerait alors un âge Toarcien moyen.

Le sommet de ce niveau est riche en Hildoceras af. bifrons Brug. (Toarcien).

Etude de lame mince effectuée à 1 mètre de la base de cette coupe :

Calcite, quartz en cristaux de petite taille, anguleux, souvent à extinction onduleuse. Oolithes et fausses oolithes sont abondantes et très largement ferrugineuses. Elles ont comme noyau des débris d'Echinodermes et très rarement un cristal de calcite ou un grain de quartz (anguleux).

Les organismes sont :

débris d'Echinodermes très abondants, quelques Radioles d'oursins.

1,50 -- 1,55 m : Calcaire multicolore (noir et jaune) comportant des traces de glauconie; cette couche s'amincit jusqu'à 3 cm. Ce calcaire est très riche en Hildoceras bifrons Brug. (Toarcien) et en Bélemnites.

Etude micrographique effectuée à 1,55 m :

Calcaire glauconieux, peu gréseux (arénite) à structure détritique, cristallisée et organogène. Les constituants sont :

Calcite et dolomite se présentant en petits cristaux de section losangique et en petit nombre. Ces derniers apparaissent très souvent au sein des calcites, il s'agit donc d'une dolomitisation diagénétique à partir de la formation de la calcite primaire. Les grains détritiques quartzeux anguleux ou à angle émoussé sont assez rares; parfois on y remarque des microgalets de grès composés de cristaux de plagioclases et de quartz à extinction roulante. Les microgalets sont très souvent en îlots cernés par de l'oxyde de fer (limonite), la glauconie se présente en amas plus ou moins important mais peu fréquent,

elle enveloppe parfois des cristaux de dolomie et de fines plages de calcite. La limonite imprègne parfois les éléments constitutifs de la roche.

Les oolithes assez opaques sont abondantes en petites balles arrondies ou ovoïdes de structure concentrique ; parfois, il y a de fausses oolithes à contours déchiquetés. Ces oolithes sont imprégnées par de la limonite si dense qu'on ne voit pas la structure concentrique. L'existence de la limonite (hydroxyde) indique un milieu de sédimentation agité.

Organismes : Entroques - Radioles d'oursin, débris d'Echinodermes très abondants à fine structure réticulée hexagonale imprégnés de limonite, ostracodes.

1,55 - 1,85 m : Calcaire oolithique finement gréseux, riche en débris d'Echinodermes (arénite).

Une lame mince effectuée à 1,80 m montre les mêmes caractères que celle effectuée à 1 mètre de la base, mais ici les grains de quartz à extinction onduleuse ne se voient pas et il y a moins d'oolithes. Les amas d'oxyde de fer sont beaucoup plus abondants.

1,85 - 1,89 m : Marnes versicolores (jaune, verdâtre et un peu noirâtre).

1,89 - 2,13 m : calcaire oolithique un peu gréseux à débris d'Echinodermes (arénite). La roche est très pauvre en oxyde de fer.

Une lame mince effectuée à 2 m de la base donne les indications suivantes :

Calcite, quartz en grande plage, anguleux à contour corrodé. La glauconie est assez abondante, les sections de dolomite éparpillées sont rares. Les oolithes à nucleus de fragments d'Echinodermes sont peu nombreuses.

Les organismes sont : débris d'Echinodermes assez abondants, quelques rares Ostracodes.

2,13 - 2,25 m : calcaire oolithique (calcarénite) à Echinodermes à structure microcristalline, entièrement dépourvu de minéral de fer, parfois cette formation peut être finement gréseuse.

L'étude en lame mince effectuée à 2,20 m de la base montre :

Calcite très abondante, petits débris de dolomite, grains de quartz à angles émoussés mais peu fréquents. L'oxyde de fer donne une légère pigmentation à la roche. On note des fragments d'Echinodermes assez abondants.

2,25 - 2,27 m : Marnes verdâtres ,jaunes et un peu noirâtres.

2,27 - 2,49 m : Calcaire oolithique , peu gréseux, (arénite) à structure détritique cristallisée.

En lame mince effectuée à 2,30 m, on remarque :

Calcite, dolomie, fins grains de quartz et de feldspaths, quelques microgalets de grès . La limonite est abondante et assez dense. Les oolithes sont assez pauvrement représentées, leur noyau est constitué soit de débris d'Echinodermes, soit de grains de quartz.

Les organismes sont :

Entroques, Radioles d'oursins, débris d'Echinodermes.

En section polie, il n'y aucune trace de minerai métallique.

2,49 - 2,51 m : Marnes jaunes, vertes, rougeâtres et parfois blanchâtres.

Sur une lame mince effectuée à 2,50 m de la base de cette coupe, on note les caractères suivants :

Marnes riches en calcaire à structure crypto-cristalline. Il y a une seule plage de quartz, des traces de glauconie et de la limonite imprégnant les éléments constitutifs; les débris d'Echinodermes sont très rares.

2,51 - 2,67 m : Calcaire finement gréseux à fausse oolithe (calcarénite) de structure microgrenue très finement détritique ; la roche est très ferrugineuse . Ce niveau se présente en un seul banc. Ce dernier a fourni :

Collina , groupe du mucronata d'Orb (Toarcien moyen)

Peronoceras cf. subarmatum Y. et B. in d'Orb. (Toarcien).

L'étude micrographique effectuée à 2,60 m de la base donne :

Calcite, quartz en grains souvent anguleux, très rare et parfois remplacé par la calcite. Dans la calcite initiale, on voit se développer d'abord çà et là de petits rhomboèdres isolés de dolomite. Un filonnet de calcite à cristaux isogranulaires recoupe quelques fausses oolithes ferrugineuses. Ces dernières sont assez abondantes. Leur noyau est un grain de quartz ou un débris d'Echinoderme.

Les débris d'Echinodermes calcifiés parfois dolomitisés sont peu nombreux.

2,67 - 2,68 m : des liserés de calcaire très peu gréseux comportent quelques traces de glauconie.

2,68 - 2,78 m : Marnocalcaire oolithique, glauconieux (arénolutite) à structure crypto-cristalline détritique. La roche est pigmentée par l'oxyde de fer (limonite).

Une lame mince effectuée à 2,65 m de la base montre :

Calcite, quartz très abondant en cristaux moyens et de toutes formes, parfois sub-automorphes. Glauconie abondante. Quelques rares cristaux losangiques de dolomite. Limonite très abondante qui a imprégné tous les constituants de la roche. Les oolithes sont abondantes. Leur noyau est constitué soit par de la glauconie, soit par de très menus débris d'Echinodermes. Elles sont parfois blanches, parfois très ferrugineuses et les organismes sont : piquants d'oursins et très fréquemment fragments d'Echinodermes souvent très ferrugineux.

2,78 - 2,82 m : calcaire finement oolithique assez compact comportant des granules de quartz. La roche est jaunâtre et blanchâtre à la surface d'affleurement et grissombre à la roche fraîchement cassée. Elle est dépourvue d'oxyde de fer.

Lame mince taillée effectuée à 2,80 m :

Calcaire très glauconieux, finement gréseux et oolithique (arénite) à structure micro-cristalline, un peu détritique, dans lequel on voit de la calcite comme constituant essentiel. Dans le calcaire, on voit se développer çà et là de petits rhomboèdres très souvent isolés et rarement groupés. Ces cristaux de dolomites sont très abondants. Le quartz apparaît assez peu, soit en place, soit roulé en microgalets de quartzite ayant une extinction roulante. Il constitue de temps en temps le noyau des oolithes. Les grains quartzeux sont mal calibrés. La glauconie est rare, de fines traînées de limonite pigmentent souvent les cristaux de dolomite en leur offrant un relief bien marqué. Les oolithes sont peu fréquentes. On note encore des débris d'Echinodermes peu nombreux auxquels s'unissent quelques rares Entroques caractérisées par leur perforation centrale.

2,82 - 2,88 m : Calcaire finement gréseux, fragile, comportant de petites oolithes non ferrugineuses et d'autres ferrugineuses. La roche contient peu d'oxyde de fer.

2,88 - 3,06 m : Calcaire en un seul banc, (servant de toit dans les galeries de la localité).

A l'examen micrographique effectué à 3 m de la zone on note :

peu
Calcaire un oolithique et gréseux (arénite) à structure microgrenue, finement détritique.

Calcite, Quartz en grains roulés et en faible quantité.

Dolomie parfois en cristaux losangiques dépendant de la calcite initiale. Glauconie et très peu de limonite. Les oolithes en très petit nombre ne sont pas ferrugineuses. On y note quelques rares Gastéropodes, débris de Lamellibranches et des fragments d'Echinodermes.

3,06 - 3,11 m : calcaire très peu marneux, fragile à oolithes ferrugineuses ou non ferrugineuses mais très peu fréquentes.

Une lame mince effectuée à 3,09 m donne :

Roche à structure microcristalline, finement détritique, glauconie et débris d'Echinodermes (arénite); le calibrage des grains clastiques est assez bon.

Les constituants sont :

Calcite, Quartz de toutes formes. Très peu de Glauconie Limonite. Cristaux losangiques de dolomite, Oolithes, Débris d'Echinodermes, Piquants d'oursins.

3,11 - 3,33 m : calcaire très peu gréseux, (arénite) légèrement ferrugineux.

Micrographie effectuée à 3,20 m :

La calcite est très abondante, le quartz apparaît en petite quantité, en cristaux anguleux ou subanguleux de petite taille. La glauconie ne se montre que par une seule trace; les oolithes et fausses oolithes sont en très faible quantité.

Peu de limonite (en section polie il n'y a pas de minéral métallique).

Les débris d'Echinodermes sont relativement fréquents.

3,33 - 3,38 m : calcaire très peu oolithique légèrement ferrugineux.

3,38 - 3,81 m : calcaire peu gréseux (arénite) peu ferrugineux à débris d'Echinodermes, à structure finement détritique, micro-cristalline.

Etude micrographique effectuée à 3,60 m :

Calcite, Dolomite, Quartz roulé en petites quantités et à bon classement, Limonite, Plusieurs débris d'Echinodermes.

3,81 - 3,93 m : calcaire un peu gréseux, marneux, en un seul banc verdâtre ou brun jaunâtre sans aucune trace d'oxyde de fer.

3,93 - 14,43 m : calcaire gréseux en plusieurs bancs relativement épais, plus ou moins beige jaunâtre à la surface d'affleurement, gris à la cassure fraîche.

Lame mince effectuée à 10 m de la base :

Il s'agit d'un calcaire à Entroques un peu gréseux, à structure détritiques cristallisée, grenue où l'on voit de la calcite en cristaux grenus engrenés les uns dans les autres, et des grains de quartz parfois à l'extinction onduleuse: les Entroques sont fréquentes, pas de trace d'oxyde de fer.

Au-dessus de ces formations reposent des bancs marneux et calcaires marneux :Bathonien - Callôvien.

26 - COUPE DE LA BASE DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU CRETACE INFERIEUR effectuée au lieu dit " Côte les Fourniers" menant à la ferme de Chaylus et au bord de la route D.7 (route de Privas à Taverne)

La base de cette coupe commence exactement à 50 m à l'Ouest de la ferme des Fourniers où les dépôts sont masqués par les formations quaternaires.

Le premier affleurement apparaît au sommet du Callovien moyen :

0 - 0,90 m : Marno-calcaire bien feuilleté; l'épaisseur de chaque strate ne dépasse pas 5 mm . La roche est dure, de couleur gris clair à l'affleurement et gris foncé en cassure fraîche. Elle se débite en plaquettes sous le marteau. Les macrofossiles sont rares, la structure est microcristalline.

0,90 - 1,01 m : Calcaire marneux, en un seul banc, à cassure presque lisse, la roche est grise à l'affleurement et en profondeur.

1,01 - 1,31 m : Marno-calcaire bien lité, dont l'épaisseur est de 4 mm en moyenne. La roche est grise et se débite en plaquettes.

1,31 - 1,43 m : Calcaire marneux gris , en un seul banc, à cassure presque lisse.

1,43 - 1,58 m : Marnes grises, feuilletées.

1,58 - 1,71 m : Calcaire marneux, microcristallin en un seul banc, de couleur grise.

1,71 - 1,91 m : Marnes grises finement litées.

1,91 - 2,03 m : Calcaire marneux en un seul banc compact se présentant en grosses miches rectangulaires qui sont reliées les unes aux autres latéralement, par la même matrice que les miches. Ces dernières

se délitent aux affleurements exposés aux intempéries, en feuillets bien lités ayant même apparence que les marno-calcaires feuilletés s'intercalant dans cette série; c'est pourquoi il est difficile de distinguer ces deux formations aux affleurements.

2,03 -- 2,11 m : marnes grises feuilletées,

2,11 - 2,51 m : calcaire marneux en deux bancs durs, à cassure presque lisse de couleur gris clair.

2,51 - 2,71 m : marnes très finement feuilletées s'effritant très facilement par absorption d'humidité.

2,71 - 2,83 m : calcaire marneux en un seul banc gris clair.

2,83 - 2,88 m : marnes grises un peu dures.

2,88 - 3,00 m : calcaire marneux passant à marno-calcaire se débitant très facilement en plaquettes au marteau.

3,00 - 4,50 m : lacune d'affleurement.

4,50 - 4,70 m : marnes grises indurées,

4,70 - 4,82 m : calcaire marneux gris, microcristallin

4,82 - 5,05 m : marnes finement feuilletées, gris clair.

5,05 - 5,27 m : calcaire marneux, assez compact, en un seul banc gris.

5,27 - 5,87 m : marnes et marno-calcaires bien feuilletés, comportant quelques rares Ammonites difficiles à dégager et indéterminables.

5,87 - 6,37 m : calcaire très marneux, gris clair, apparemment en un seul banc, qui se débite au marteau en feuillets présentant l'aspect des marno-calcaires feuilletés sous-jacents.

6,37 -- 8,37 m : lacune de visibilité

8,37 - 8,57 m : calcaire marneux gris, en un seul banc.

8,57 - 9,17 m : marnes et marno-calcaire finement lités, compacts.

9,17 - 9,40 m : calcaires marneux à cassure lisse, gris, se débitant au marteau en plaquettes. Il comporte des fragments de Bélemnites et plusieurs Ammonites indéterminables.

9,40 - 10,20 m : une série successive de marnes et de marno-calcaire gris, durs, bien lités. Cette série a donné :

Pseudoperisphinctinae ? et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.

10,20 - 10,60 m : marnes finement feuilletées, grises, dures à la base et friables vers le sommet.

10,60 - 10,75 m : calcaire très marneux en un seul banc,

10,75 - 11,75 m : marno-calcaire feuilleté, dur, passe au sommet à un calcaire marneux plus compact.

11,75 - 12,90 m : marno-calcaire feuilleté, gris, compact à la base, passant à de petits bancs calcaires marneux cryptocristallins, pouvant se casser en plaquettes. Les formations de la base et du sommet sont difficilement distinguables.

12,90 - 13,65 m : marno-calcaire et calcaire marneux, durs, bien lités.

13,65 - 13,83 m : calcaire marneux gris en un seul banc compact, résistant aux agents atmosphériques. Ce banc a délivré les macrofossiles suivants :

Reineckeia sp.

Sowerbyceras sp. et des fragments d'autres Ammonites indéterminables.

13,83 - 14,53 m : calcaire et marno-calcaire feuilleté qui est plus marneux que le banc en dessous (cité).

14,53 - 14,83 m : calcaire marneux et marno-calcaire gris, compact, en petits bancs à la base passant assez progressivement à un marno-calcaire feuilleté assez dur au sommet.

14,83 - 15,63 m : calcaires marneux gris, en plusieurs bancs dont l'épaisseur de chacun est de 10 cm environ, il s'y intercale de petites couches marno-calcaires. Ces formations sont très riches en glauconie. Le premier banc de base a fourni de nombreux fragments de Bélemnites et les fossiles suivants :

Phylloceras sp et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables,

Reineckeidae gen. ind.

Plusieurs *Reineckeia* jeunes. Callovien

Reineckeia (trop abîmé pour l'affirmer) Callovien ?

Etude à l'échelle de la lame mince effectuée à 14,90 m de la base de cette coupe :

Calcaire marneux (calcarénite) à structure cristalline microgranuleuse, très finement détritique . Les constituants sont :

la calcite. Le quartz apparaît très rarement en minuscules grains d'apparence anguleuse.

La glauconie et de petits amas de minerais opaques (magnétite) de forme arrondie ou ovoïde , en amas fins à contours irréguliers, apparaissent en très faible quantité. On y note assez fréquemment des spicules d'éponge et quelques rares débris d'Echinodermes calcifiés.

15,63 - 15,73 m : calcaire jaune et gris jaunâtre à cassure lisse en un seul banc .

L'étude micrographique effectuée tout à fait au sommet de ce banc (à 15,73 m) montre :

Un calcaire peu argileux à débris de Gastéropodes, à structure cryptocristalline légèrement détritique (calcarénite) composée de calcite et de minuscules grains de quartz anguleux assez abondants et souvent corrodés par la calcite. Quelques microfissures sont remplies par de la calcite à cristaux grenus.

Les organismes sont des aptychus, des débris de Mollusques, de menus et rares débris d'Echinodermes : les Globigérines sont abondantes.

15,73 - 16,03 m : calcaire finement argileux, en deux bancs d'égale épaisseur, de couleur grise un peu jaunâtre, compacts, à cassure sub-conchoïdale , et à faciès sub-lithographique.

La surface du banc supérieur a été très corrodée et caverneuse avant les dépôts immédiatement sus-jacents. Ces creux sont remplis par les formations transgressives argoviennes (calcaire-marneux très granuleux).

Ces deux bancs ont çà et là des fragments de Bélemnites et des bivalves. Ils ont donné les fossiles suivants :

Brachiopode

Choffatia sp. Hecticoceras sp. lugeoni Tsyrov. - Callovien.

Choffatia sp; ex gr. recuperoi Gemm. - Callovien.

Phylloceras sp.

Reineckidae (? Reineckites) sp. - Callovien

Reineckidae gen. ind. - Callovien

Argovien :

16,03 - 18,33 m : Plusieurs petits bancs calcaires argileux et marneux , très fortement grumeleux. Entre ces bancs, s'intercalent de fines couches marno-calcaires également grumeleuses. Ces formations marquent une zone de transgression; Les grumeaux cristallins de grande taille à contours irréguliers ou globuleux sont renfermés dans une pâte fine. Les grumeaux qui se présentent souvent sur la surface extérieure de la roche comme des tubercules, lui donnent une certaine rugosité. La roche est gris jaunâtre ou jaune à la surface d'affleurement et gris ou gris jaune clair à la roche fraîche. Ce niveau est extrêmement riche en macrofossiles déposés dans tous les sens : les fossiles que j'ai récoltés à ces niveaux, sont :

Bélemnites

Euaspidoceras sp. Juv.

Lamellibranche ?

Lamellaptychus , groupe B cf. fabrei Trauth. (Oxfordien supérieur partie inférieure - Berriasien inférieur).

Lissoceratoides sp. (plusieurs)

Débris d'Oppelidae

Perisphinctes gen. ind.

Perisphinctes subgen. ind. (nucleus)

Perisphinctes

Phylloceras (Holcophylloceras) sp.

Phylloceras sp.

Protophites cf. christoli Beaudoin.

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras cf. bachianum oppel (en plusieurs nombres, zone à transversarium).

Taramelliceras sp. ex gr. bachianum oppel??

Taramelliceras sp. ex gr. obumbrans Holder.

Taramelliceras sp. ex gr. callicerum oppel.

Taramelliceras sp. (nombreux).

Terebratula (Nucleata) cf. nucleata (Schloty) , (Argovien).

L'étude à l'échelle microscopique effectuée à 17 m de la base de cette coupe donne comme résultat :

Calcaire marneux , grumeleux , à structure grumeleuse, microcristalline.

Les matériaux constitutants sont : la calcite, quelques rares et minuscules grains de quartz anguleux et corrodés par la calcite. La glauconie et la calcédoine ont épigénisé les débris des micro-

organismes se présentant en très faible quantité :

Les organismes sont :

Globigérines très abondantes, quelques débris de Gastéropodes, des spicules d'éponges, des Ostracodes en très petit nombre qui sont fortement calcifiés et quelquefois épigénisés par de la silice (calcédoine); on y voit un autre Foraminifère enroulé. La roche montre un faciès pélagique.

18,33 - 20,33 m : ce niveau se présente en plusieurs petits bancs dont l'épaisseur de chacun ne dépasse pas 30 cm environ. Ces couches sont très grumeleuses mais un peu moins visibles que dans le cas des formations précédentes. La roche est plus compacte. Ici il y a également des intercalations de petites couches marneuses indurées et grumeleuses. La roche est gris clair à l'affleurement et gris foncé à la cassure fraîche.

J'ai observé les fossiles et les caractères lithologiques suivants, de bas en haut :

de 18,33 à 19,63m: plusieurs bancs calcaires marneux à gros grumeaux et pâte fine avec de petites intercalations marno-calcaires à la base, et marneuses au sommet. Les fossiles ^{livrés} par les 20 cm de la base sont :

Sowerbyceras sp. et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.

de 19,63 à 19,83^m: il y a un seul banc de calcaire marneux qui a donné les fossiles suivants :

Creniceras crenatum Brug. ??

Creniceras sp.

Perisphinctidae gen. ind.

fragments de Perisphinctinae gen. ind.

Taramelliceras sp.

Trimarginites ?

Trimarginites sp.

de 19,83 à 20,08 m : marnes noires grumeleuses, compactes,

de 20,08 à 20,33 m : calcaire très peu grumeleux, en un seul banc microcristallin, compact à cassure sub-conchoïdale, très cassant, non altéré par les agents atmosphériques. Ce banc a fourni les fossiles cités ci-dessous :

Perisphinctinae gen. ind. (nucleus). (nombreux individus).

Perisphinctes (Subgen. ind.) (plusieurs exemplaires)

Sowerbyceras sp.

Lame mince faite à 20,10 m :

Calcaire à rares grumeaux (calcirudite), microcristallin finement cristallisé, où la calcite apparaît parfois en très fins cristaux isogranulaires remplissant les microfissures. Le quartz se dessine en grains extrêmement fins et rares, souvent corrodés par la calcite. Les organismes à noter sont : de rares sections de Mollusques, des Gastéropodes & Ostracodes calcifiés ou silicifiés, auxquels s'associent des Globigérines bilogées et trilogées et très rarement des Radiolaires et des spicules d'éponge (uniaxone ou biaxone) très exceptionnellement des Foraminifères enroulés.

20,33 - 21,00 m : De la base sur une longueur de 20 cm on voit des marnes dures en plaquettes et feuilletées, grises. Au-dessus de ces marnes vient un calcaire marneux en un seul banc de 20 cm (de 20,43 à 20,63 m) fournissant les fossiles suivants :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.
Ochetoceras
Perisphinctinae gen. ind.
Sowerbyceras sp. (plusieurs)
Trimarginites sp. ex gr. arolicus opp. (très nombreux)

Enfin, au-dessus, il y a quelques bancs calcaires grumeleux avec de fines passées marneuses. Sur une longueur de 25 cm au-dessous du sommet, nous avons récolté les fossiles cités ci-dessous :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables,
Ochetoceras sp.
Perisphinctinae gen. ind. (nucleus)
Sowerbyceras ?
Sowerbyceras sp.
Taramelliceras ?
Taramelliceras sp. Juv.

21,00 - 22,10 m : Bancs calcaires marneux, grumeleux, gris clair à la surface d'affleurement et gris foncé à la cassure fraîche. Les bancs ont chacun une puissance moyenne de 8 cm; ils ont une cassure presque conchoïdale. Il s'y intercale quatre couches de marnes grises indurées, feuilletées, de 5 à 10 cm de puissance chacune. Leur épaisseur augmente jusqu'à 25 cm vers le sommet.

22,10 - 23,10 m : marnes gris foncé, très finement litées comportant à la base des passées de calcaire marneux dont l'épaisseur de chaque strate est de 5 cm environ.

23,10 - 23,80 m : calcaire marneux, grumeleux en trois bancs séparés par trois passées marneuses feuilletées, compactes.

23,80 - 24,20 m : marnes feuilletées, presque dures.

24,20 - 24,40 m : calcaire très marneux, en un seul banc, gris plus ou moins foncé à cassure presque lisse, assez fragile, se débitant en plaquettes très facilement ou prenant un aspect feuilleté. Ce banc montre des traces vermiculaires de couleur vert vif, visible sur une longueur de 10 cm, parfois de 15, et de 5 à 7 mm de large. Ces traces vermiculaires se détachent très rapidement au marteau.

Ce banc a fourni quelques fossiles, à savoir :

Plusieurs débris d'Ammonites indéterminables

Lamellaptychus.

Lissoceratoïdes ? .

Ochetoceras sp. (gr.canaliculatum von Buch ?-) zone à transversarium.

Trimarginites sp.

Argovien supérieur.

24,40 - 24,65 m : calcaire marneux très grumeleux où les grumeaux forment une certaine rugosité à la surface extérieure de la roche. Ces deux bancs sont séparés par une seule passée marneuse feuilletée mince et dure. Ces formations comportent une Ammonite :

Perisphinctes (Arisphinctes ?) sp.

24,65 - 24,80 m : marnes feuilletées, friables, grises, un peu grumeleuses (les grumeaux se présentant en tubercules à la surface d'affleurement de la roche).

24,80 - 25,15 m : calcaire moucheté en un seul banc les grumeaux donnent un aspect ponctué et rugueux à la roche qui est gris foncé en profondeur et gris clair en surface, à cassure lisse.

25,15 - 25,45 m : marnes finement litées, grises, grumeleuses.

25,45 - 25,82 m : calcaire moucheté gris clair, en un seul banc, cassure presque lisse.

25,82 - 25,87 m : marnes feuilletées friables.

25,87 - 26,00 m : calcaire très grumeleux, et très rugueux en surface.

26,00 - 26,25 m : marnes très finement feuilletées, friables, ne montrant aucune trace de mouchetures.

26,25 - 26,70 m : calcaire marneux, grumeleux et moucheté gris clair, cassure presque lisse, comportant des fragments de Bélemnites.

26,70 - 28,70 m : lacune de visibilité.

28,70 - 29,20 m : calcaire finement marneux, crypto-cristallin en un seul banc gris foncé, ne montrant presque jamais ni en surface ni en profondeur des mouchetures. La cassure est presque lisse ou parfois un peu conchoïdale. La roche à la surface exposée aux intempéries se délite en plaques, en particulier à coups de marteau. Le sommet de ce banc a fourni les fossiles suivants :

Cardioceras sp.
Sowerbyceras sp.
Trimarginites ?
Trimarginites sp.

Une lame mince effectuée à 29,00 montre que :

La roche est un calcaire finement marneux (lutite) composée de : calcite constituant le fond de la roche, à structure microcristalline; parfois elle se présente en cristaux très fins isogranulaires remplissant les microfissures. Le quartz se montre en minuscules grains très rares et très souvent épigénisés sur les bords par la calcite.

On voit de rares Ostracodes, Globigérines, Radiolaires des spicules d'éponge, des traces d'oxyde de fer (limonite) en très fins amas.

29,20 - 29,77 m : marnes feuilletées grises indurées.

29,77 - 30,02 m : calcaire un peu marneux en un seul banc , très peu moucheté.

30,02 - 30,22 m : marnes feuilletées indurées, très altérables par les agents atmosphériques.

30,22 - 30,47 m : calcaire marneux en un seul banc très riche en grumeaux ayant chacun 5 mm environ de diamètre. Ces derniers donnent à la surface d'affleurement une rugosité. La roche se délite au marteau en plaquettes.

30,47 - 31,87 m : marnes fraîches feuilletées, friables gris clair, passant au sommet à des marnes calcaires plus ou moins compactes. Ce niveau ne montre aucune empreinte de fossiles.

31,87 - 32,50 m : calcaire marneux et calcaire marneux feuilleté, dur en plusieurs strates bien litées. La roche se délite trèsfacilement au marteau, la cassure est preque lisse. Ces calcaires comportent plusieurs traces vertes vermiculaires. La base n'a presque plus de mouchetures, ni de grumeaux, mais au sommet, la roche est très grumelleuse. Les premiers bancs de base renfermaient les fossiles suivants :

Sowerbyceras ?

Trimarginites sp. ex gr. arolicus Opp.

32,50 - 33,10 m : calcaire marneux en plaquettes très peu mouchetées sur une longueur de 20 cm. Il y a des tiges de Crinoïdes et plusieurs radiales de Rhabdocidaris sp. qui peuvent avoir une taille de 7 cm environ. Ce niveau passe au sommet à des marnes feuilletées assez friables.

33,10 - 33,50 m : calcaire plus ou moins marneux microcristallin, grumeleux en un seul banc gris très foncé, presque noir, à la roche fraîche. Il est dur et cassant; la cassure est lisse.

33,50 - 35,30 m : marnes dures, très finement litées, peu grumeleuses et rugueuses à la surface d'affleurement. Elles comportent quelques fines passées marno-calcaires de 2 à 3 cm d'épaisseur.

35,30 - 35,45 m : calcaire un peu marneux microcristallin, très moucheté, en un seul banc gris foncé, se brisant facilement sous le marteau.

33,45 - 35,80 m : marnes très feuilletées, peu grumeleuses.

35,80 - 36,02 m : calcaire marneux en un seul banc, dur et cassant. Il est délité facilement au marteau et par les agents atmosphériques; c'est pourquoi il se distingue assez mal des formations marneuses, ou marno-calcaires feuilletées.

36,02 - 36,38 m : marnes et marno-calcaires lités.

36,38 - 36,75 m : calcaire marneux, grumeleux, assez fragile.

36,75 - 40,25 m : calcaire marneux qui se présente en trois bancs dont l'épaisseur de chacun est de 35 cm environ. Calcaire peu grumeleux, se cassant en plaquettes bien feuilletées, dures à la base de cette série mais fragiles et altérables au sommet. L'épaisseur des couches marneuses est à peu près égale.

40,25 - 43,25 m : lacune d'affleurement.

43,25 - 43,85 m : calcaire peu marneux, en deux couches bien stratifiées, de couleur gris jaunâtre à l'affleurement et un peu moucheté mais gris sans mouchetures à la roche fraîchement cassée.

43,85 - 44,85 m : lacune d'observation.

44,85 - 45,75 m : calcaire marneux en deux bancs gris jaunâtre à la surface d'affleurement et gris à la cassure fraîche, très peu moucheté et cassant, se brisant en morceaux de toutes formes.

45,75 - 51,75 m : ce niveau se présente suivant de petits affleurements discontinus de bas en haut. Il est généralement formé par de petites strates de calcaire et de calcaire marneux, grumeleux gris clair à la surface d'affleurement et gris en profondeur. Ça et là on trouve quelques Taramelliceras jeunes.

51,75 - 52,00 m : marnes grises plus ou moins compactes, bien litées.

52,00 - 54,00 m : calcaire finement marneux, en trois bancs bien feuilletés par endroit avec intercalation de passées plus ou moins marneuses et de marno-calcaires durs, feuilletés, difficilement distinguables les uns des autres. Ce niveau est grumeleux et les grumeaux forment de petits tubercules en surface. La roche est gris jaunâtre en surface, mais grise et tachée de gris sombre à la cassure. La roche est cassante, elle se délite assez aisément. Les bancs calcaires présentent tantôt une cassure presque lisse, tantôt une cassure conchoïdale.

Sur une épaisseur de 80 cm à partir de la base, on a récolté les fossiles suivants :

Euspidoceras sp ex gr. peramatun Sow. et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.

54,00 - 60,00 m : calcaire peu marneux en plusieurs couches auxquelles s'intercalent des bancs marno-calcaires assez compacts.

Cette formation est très pauvre en macrofaune, elle a fourni une Ammonite indéterminable.

60,00 - 61,40 m : lacune d'observation.

61,40 - 62,20 m : calcaire peu marneux, en trois bancs, la roche se délite au marteau facilement.

62,20 - 65,80 m : lacune d'affleurement.

65,80 - 67,20 m : calcaire un peu marneux, gris en plusieurs bancs.

67,20 - 69,40 m : calcaire finement marneux, peu grumeleux. Il est gris, dur, fragile à cassure lisse et se présente en trois bancs bien stratifiés, de puissances égales. Ces bancs ont fourni les faunes suivantes :

Bivalve indéterminable,

Bélemnites

Lamellaptychus (non appartenant au groupe **C**) (Callovien supérieur)
Barrémien inférieur).

Sowerbyceras ? (plusieurs)

Taramelliceras sp. Juv.

L'étude microscopique effectuée à 69,00 m montre :

Que la roche a une structure cryptocristalline à micro-cristalline. Les grumeaux sont très espacés, leur taille peut être de 2 mm environ. Ils sont plus calcaires que la pâte. On note aussi des cristaux de calcite, des Globigérines, des fragments de Mollusques (Gastéropodes) calcifiés ou silicifiés et des traces d'oxyde de fer.

69,40 - 70,80 m : lacune de visibilité

70,80 - 72,60 m : calcaire peu marneux, gris, dur, très fissuré à la surface d'affleurement.

72,60 - 76,30 m : lacune d'affleurement.

76,30 - 78,60 m : alternance de bancs calcaires et marno-calcaires feuilletés passant vers le sommet à des marnes compactes finement litées. Les deux premiers bancs de base ont livré des fragments d'Ammonites indéterminables.

78,60 - 82,60 m : nombreux petits bancs calcaires, peu marneux, feuilletés, gris à cassure lisse entre lesquels s'intercalent des couches marneuses. L'épaisseur ainsi que la fréquence des couches marneuses diminuent vers le sommet (où l'épaisseur de chacune ne dépasse pas 20 cm), tandis que l'épaisseur des bancs calcaires s'accroît vers le sommet où elle peut atteindre jusqu'à 25 cm .

Sur une hauteur de 90 cm à partir de la base, les fossiles suivants ont été trouvés :

Taramelliceras sp.

Trimarginites sp.

Sowerbyceras sp.

Juste au sommet, on trouve :

Sowerbyceras sp.

82,60 - 88,60 m : Plusieurs strates de calcaires marneux par endroit en couches feuilletées, grises , un peu foncées, en cassure fraîche mais gris blanc ou gris jaunâtre plus ou moins

rugueuses en surface. Elles se débitent en plaquettes. Ces bancs sont assez souvent séparés par quelques centimètres de marne indurée.

J'ai récolté à 90 cm du sommet les fossiles suivants :

Sowerbyceras ?

Sowerbyceras sp. (plusieurs)

88,60 - 92,00 m :

Calcaire peu marneux en trois bancs vaguement lités. La roche est grise ou gris jaunâtre à la base, gris clair et grumeleuse donnant un aspect moucheté à la roche. Au sommet, sur une hauteur de 80 cm au-dessous du dernier banc les couches ont fourni les faunes suivantes :

Perisphinctes (Arisphinctes) sp.

Taramelliceras sp. Juv.

92,00 - 100,00 m : plusieurs petits bancs de calcaire marneux dont l'épaisseur de chacun n'excède pas 20 cm. Ils sont gris clair et très peu mouchetés à la base, très grumeleux et rugueux au sommet. Les couches inférieures sont séparées l'une de l'autre par de très fines intercalations devenant plus nombreuses et plus épaisses au sommet.

100,00 - 102,00 m : calcaire marneux gris clair moucheté en plusieurs bancs ayant chacun 20 ou 30 cm de puissance. Ces derniers se débitent en grandes plaquettes. Entre ces couches s'intercalent des passées marneuses n'ayant chacune pas plus de 5 cm d'épaisseur environ. Le premier banc à partir de la base a livré les fossiles ci-dessous :

Perisphinctes gen. ind. (nucleus) (plusieurs individus)

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras sp.

et Plusieurs autres Ammonites ferrugineuses.

Les deux derniers bancs ont fourni la faune ci-après :

Erymnoceras ?

Sowerbyceras ?

Taramelliceras "flexuosum" Munst. in de Riaz.

Argovien Rauracien :

102,00 - 106,00 m : calcaire marneux en plusieurs bancs dont la plus grande épaisseur approche de 50 cm environ, avec intercalation de joints marneux de 3 à 4 cm environ.

La faune suivante a été récoltée tout à fait à la base de ce niveau :

Bélemnites

Lamellaptychus

Lamellaptychus , groupe B, sparsillamellosus (Guemb) var. aff. clasmopleura Trauth. Oxfordien supérieur, partie inférieure - Tithonique inférieure.

Lamellaptychus , groupe B, sparsillamellosus (Guemb) var. ind. Oxfordien supérieur, partie inférieure, Tithonique inférieure.

Modiolus imbricatus sowerby var. compressus Goldfuss.

Sowerbyceras sp.

Sutneria sp.

Taramelliceras sp. (plusieurs)

Taramelliceras sp. (ex gr. lithoceroïdes Wegele?)

Le sommet du dernier banc du haut de ce niveau a fourni la faune suivante :

Haploceras sp.

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras sp. ex gr. rigidum Wegele.

Trimarginites ?

106,00 - 112,70 m : calcaire peu marneux en plusieurs bancs de 1,10 m chacun, bien stratifiés, faisant une dalle en escalier avec le niveau précédent dans la topographie. Les gros bancs sont parfois divisés en petites couches. Ils sont tous extrêmement fissurés tant dans le sens horizontal que dans le sens vertical. C'est pourquoi la roche se détache et se casse très facilement . Elle est gris bleu ou gris jaunâtre à la surface exposée aux intempéries mais gris et gris clair moucheté sur la cassure. Les microfossiles cités ci-dessous ont été récoltés juste au sommet de ce niveau :

Orthosphinctes sp.

Sowerbyceras ?

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras sp.

112,70 - 118,70 m : calcaire finement marneux en fines couches bien litées, très fissurées , grises et mouchetées, ressemblant au niveau précédent. Les fossiles suivants sont récoltés à 116,70 m :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables,
Bélemnites
Ochetceras ?
Taramelliceras sp. (deux individus)

Rauracien : 118,70 - 126,70 m : calcaire très peu marneux en sept gros bancs. La roche est grise et un peu mouchetée. Les mouchetures deviennent de plus en plus rares quand on monte dans la série.

Les bancs de 124,70 à 126,70 m ont fourni les fossiles suivants :

Perisphinctes (Ortosphinctes) sp.
Sowerbyceras sp.

126,70 - 134,70 m : calcaire finement marneux, en huit bancs de puissance proche du mètre pour chacun. La roche est grise, très peu mouchetée. La partie supérieure de ce niveau a fourni plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables. En général, ce niveau est pauvre en fossiles.

Séquanien :

134,70 - 152,70 m : calcaire très peu marneux, en 15 gros bancs très bien stratifiés. La roche est grise, très fissurée dans tous les sens et mouchetée. Les fossiles qu'on y trouve sont :

à 144,70 m : Sowerbyceras sp.
à 145,70 m : Sowerbyceras sp. et calice de Crinoïde ?
entre 146,20 - 152,70 m : Perisphinctes (Lithacoceras ? Progeronia ?) sp. ex gr. Vandelli Choff:

Lamellaptychus,
Lithacoceras (Progeronia) cf. triplex Quenst. Argovien supérieur - Séquanien inférieur.

152,70 - 161,70 m : calcaire peu marneux en huit gros bancs. Les trois bancs à partir de la base sont chacun divisé en fines strates. Les cinq autres sont séparés l'un de l'autre par un joint marneux de 1 à 2 cm. Ces bancs forment une dalle à ce niveau. On a trouvé comme macrofossile :

Progeronia cf. triplex Quenst. (aff. pseudobréviceps Wegele - Argovien supérieur. Séquanien inférieur).

161,70 m 174,10 m : calcaire marneux en 10 couches entre lesquelles s'intercalent de fines passées marneuses de 3 à 5 cm

très finement feuilletées grises.

Séquanien-Kimmeridgien :

De 173,40 - 174,10 m : il y a des marnes feuilletées, très grumeleuses. Les bancs calcaires marneux sont également gris mouchetés à cassure lisse. Les faunes récoltées de 172,70 - 174,10 m sont :

Lithacoceras sp. (?? gr. pseudolictor Choff.)

Lithacoceras sp. ex gr. pseudolictor Choff. probablement à tenuilobatus.

Lithacoceras ?

Orthosphinctes sp.

Progeronia ?

Sowerbyceras sp.

174,10 - 176,60 m : calcaire finement marneux, en trois bancs dont chacun est divisé en plusieurs petites strates de puissance de 15 à 20 cm . Tous ceux-ci font une petite dalle dans la topographie. La roche est gris clair très mouchetée. Les grumeaux formant cette moucheture ont une taille moyenne de 4 mm mais peuvent atteindre un centimètre. Ces grumeaux sont plus gris et plus fncés que la pâte fine de la roche. Au microscope, ils ont, comme la pâte , une structure cryptocristalline à microcristalline. Enfin, la roche comporte localement des cavités ou des géodes ferrugineuses dont le diamètre peut être entre 1 et 1,5 cm . Les macrofossiles de ce niveau sont :

Sowerbyceras sp.

et plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables.

L'échelle microscopique confirme les remarques microscopiques, il s'agit d'un calcaire finement marneux (calcilutite) à grumeaux espacés avec des traces d'oxyde de Fe (limonite) pigmentant en anneaux.

Kimmeridgien inférieur : zone à tenuilobatus :

176,60 - 186,60 m : calcaire un peu marneux en plusieurs bancs bien stratifiés. L'épaisseur de chaque couche n'excède pas 40 cm environ. A la base de ce niveau on remarque quelques fines passées marneuses et grumeleuses. Au sommet, l'épaisseur et la fréquence de ces dernières augmentent, on trouve des couches de 10 à 15 cm, des bancs de calcaire ou de marno-calcaire très grumeleux et des marnes grumeleuses. La roche fraîche est gris clair, sa cassure est lisse, à faciès sub-lithographique. Le sommet de ce niveau a fourni les Bélemnites et les Ammonites suivantes :

Ataxioceras ?

Ataxioceras cf. discobolum Font. Zone à tenuilobatus

Sowerbyceras sp. (deux individus)

Streblites ?

186,60 - 187,40 m : marnes gris verdâtre grumeleuses, passant à un calcaire marneux moucheté en deux bancs d'épaisseur d'ordre centimétrique gris clair, avec un banc calcaire finement marneux (35 cm) ayant donné la faune ci-après :

Ataxioceras sp. (ex gr. discobolum Fon. ?)

Lithacoceras sp.

187,40 - 197,40 m : calcaire marneux moucheté en cinq strates dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre. Celles-ci sont elles-mêmes divisées en deux ou trois couches. Les gros bancs sont séparés par des lits marneux très grumeleux dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 40 cm environ. Ces marnes sont très friables et altérables, c'est pourquoi l'entrebanc est évidé en surface.

Ce niveau a fourni , à différents points, les fossiles suivants :

de 187,40 - 187,90 m :

Ataxioceras sp. ex gr. polyplocum Rein. (zone à tenuilobatus)
Bélemnites.

Lamellaptychus

Taramelliceras (Metahaploceras ?) sp.

de 189,40 à 190,00 m :

Ataxioceras cf. discobolum Font. (zone à tenuilobatus)

Ataxioceras aff. inconditum Font. (zone à tenuilobatus).

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras sp. ex gr. compsum Opp. (cf. franciscanum Font. ??)

La faune ci-après a été récoltée dans le dernier banc d'un mètre d'épaisseur :

Ataxioceras ?

Ataxioceras sp.

Ataxioceras cf. inconditum Font. (zone à tenuilobatus)

Lithacoceras sp.

Sowerbyceras sp.

Taramelliceras aff. compsum Oppel

Taramelliceras sp.

197,40 - 203,40 m : calcaire peu marneux moucheté en dix bancs d'épaisseur égale : quelques uns de ces gros bancs sont divisés en petits bancs. Les gros sont séparés par des passées marneuses du calcaire marneux grumeleux; l'épaisseur de ces dernières varie de 4 à 20 cm. La roche fraîche est gris clair à tendance gris brun clair, la cassure est lisse et le faciès sublithographique. Le nombre et la taille des grumeaux augmentent au fur et à mesure que l'on monte dans ces calcaires.

Sur une épaisseur d'un mètre à partir de la base, nous avons récolté :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables,
Ataxioceras cf. effrenatum Font. (zone à tenuilobatus)
Ataxioceras sp. (zone à tenuilobatus)
Ataxioceras sp. (gr. lothari oppel ?) (zone à tenuilobatus)
Débris d'Ataxioceratidae .
Laevaptychus (Latuslaevaptychus latus B(Park)Oxfordien
inférieur, partie inférieure, Kimmeridjien
inférieur.
Lithacoceras sp.

Kimmeridjien supérieur :

203,40 - 206,10 m : sur 60 cm à partir de la base, il y a des marnes au sommet desquelles s'intercalent quelques petits bancs calcaires-marneux. Cette partie est très grumeleuse, les grumeaux se présentent en fins tubercules à la surface extérieure de la roche. Ces grumeaux rouge clair ou bleuâtres en surface et en profondeur sont arrondis ou anguleux. Leur taille est de 1 cm (fréquemment) à 1,50 cm (assez rarement).

Macrofaunes récoltés à ce niveau :

Aspidoceras sp. (gr. longispinum Sow. in Font ?)
Bélemnites,
Haploceras sp.
Lithacoceras (Progeronia) sp. (plusieurs individus)
Perisphinctes sp. (nucleus)
Taramelliceras sp. (deux)
Taramelliceras sp. ex gr. compsum Opp.

Au-dessus de ce niveau marneux, on remarque du calcaire marneux en huit bancs d'épaisseur presque égale où s'intercalent entre chaque banc de fines passées marneuses. Les bancs de calcaire

marneux sont divisés en fines couches donnant un aspect feuilleté aux bancs. Ces derniers sont gris tacheté en rouge clair, parfois en bleu foncé (à cause des grumeaux). La cassure est lisse et le faciès sublithographique, dur et fragile. Les taches ferrugineuses sont relativement abondantes. Les bancs compris entre 204 et 205 m ont donné la faune ci-dessous :

Aspidoceras cf. *haynaldi* Von Bauer in Font. Kimmeridgien probablement,
Haploceras cf. *characteis* Zeuschner.
Lithacoceras sp. ex gr. *pseudolictor* Choff.
Taramelliceras sp. Juv.
Taramelliceras sp. ex gr. *compsum* Opp. (deux)
Taramelliceras sp.

L'étude micrographique effectuée à 204,00 m (juste à la base de la deuxième partie montre ; un calcaire marneux grumeleux (calcilutite) cryptocristallin; comportant de la calcite constituant la pâte et des grumeaux apparaissant sous des formes arrondies ou subanguleuses, très espacés, très foncés et plus marneux que la pâte. Minerai opaque (pyrite) de toutes formes.

206,10 - 210,00 m : calcaire peu marneux, en trois gros bancs séparés chacun par une fine couche de 2 à 4 cm de marne. Ces gros bancs sont divisés eux-mêmes en petites strates de 35 à 40 cm. La roche est mouchetée rouge clair et bleu foncé, sa cassure est lisse à faciès sublithographique; en affleurement, elle est cariée. Les fossiles récoltés sur les quelques centimètres de la base à ce niveau sont :

Inoceramus ?
Lamellaptychus (non appartenant au groupe C) - Callovien supérieur, Barrénien inférieur.
Lamellaptychus, groupe B, *sparsilamellosus* (Gemb) var. Cf *clamospleura* Trauth. Oxfordien supérieur, partie inférieure, Tithonique inférieur.
Nebroditites sp. (ex gr. *doublieri* Font?) - Séquanien ? Kimmeridgien ?
Nebroditites sp. Juv. (deux individus)
Nebroditites sp. ex gr. *cafisii* Gemm. in Kilian et Guébbard.
Perisphinctidae indét. (nucleus)
Taramelliceras sp.
Taramelliceras sp. ex gr. *compsum* Opp.

Les formations de 206,60 à 206,80 m ont fourni la faune suivante :

Des fragments d'Ammonites indéterminables,
Aspidoceras sp.
Bélemnites
Haploceras cf. charachteis Zeuschner,
Lamellaptychus (non appartenant au groupe C) à dépression latérale
Lamellaptychus (groupe A) aff. (1) mortilleti (Pict. et Lor.)
Berriasien, partie supérieure, Valanginien partie
inférieure.
Lamellaptychus (groupe A) aff. (2) mortilleti (Pict et Lor).
Lamellaptychus , (groupe B) sp. ind.
Lamellaptychus (groupe D) (~~da~~) sp. ind. à dépression latérale.
Berriasien, partie supérieure, Valanginien partie
inférieure (Voir le Kimmetidjien dans le texte).
Taramelliceras sp. Juv. ex gr. compsum Opp.
Taramelliceras sp. Oxfordien - Kimmeridjien
Taramelliceras sp. ex gr. costatum Quenst.
Taramelliceras sp. (gr. pseudoflexuosum Favre ?)

De 207,60 à 208,10 m , j'ai récolté :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables
Lamellaptychus, groupe B, sparsilamellosum (Guemb). var. cf.
clasmopleura Trauth. - Oxfordien supérieur,
partie inférieure - Kimmeridjien supérieur.

Lithacoceras (Progeronia) sp.

210,00 - 214,00 m : Les 80 cm de base sont des
marnes argileuses et des marno-calcaires très grumeleuses, verts
bien feuilletés, friables. Cette partie ressemble bien aux deux autres
niveaux marneux, grumeleux, l'un situé à 186,60;m (sur 80 cm) et
l'autre à 203,40 m sur 60 cm de puissance. Ces trois niveaux , extrême-
ment grumeleux sont caractéristiques par leur aspect. Au-dessus
viennent quatre bancs d'épaisseur égale, entre lesquels s'intercalent
de fines couches de marnes très grumeleuses de 2 à 3 cm atteignant
exceptionnellement 20 cm. Les gros bancs calcaires sont également
grumeleux, d'aspect moucheté, de couleur gris bleuté à rouge clair.
La cassure est lisse, le faciès lithographique. Les formations entre
210 et 211,20 m ont fourni les fossiles ci-après :

Lithacoceras ?
Lithacoceras sp.
Pseudowaagenia sp. sequanien ? Kimmeridjien ?
Taramelliceras sp. ex gr. compsum Opp.
Taramelliceras sp. (en deux exemplaires).

Kimmeridjien-Portlandien :

Marno-calcaire très grumeleux (quatrième niveau grumeleux) très fossilifère . Cette formation se présente en nombreux bancs de 2 à 3 cm très caractéristiques, assez fragiles et très altérables qui ont donné la faune suivante :

Empreinte de surface concave d'un Aptychus
Bélemnites
Benacoceras sp. ?
Cremiceras cf. dentatum Rein.
Haploceras ?
Ochetoceras sp. (canaliferum Opp. in Fontannes ?)
Perisphinctidae (nucleus) lithoceras ?
Taramelliceras sp.
Virgatosphinctes ? (nucleus).

Une lame mince effectuée à 214,50 m montre :

Un calcaire très marneux, extrêmement riche en grumeaux (calcirudite) cryptocristallin, composé de calcite. Les grumeaux sont de très grande taille et plus foncés et plus marneux que la pâte fine. On y remarque également : des spicules d'éponge, des débris de Gastéropodes, Ostracodes, Lagénidés en très petit nombre.

215,00 - 225,00 m : calcaire peu marneux en huit bancs assez gros pouvant être divisés en couches de 30 à 50 cm ; La roche à cassure presque lisse, à faciès sublithographique est gris clair et très souvent bleue et cariée en surface. Elle devient gris clair et gris beige ou gris brun très clair quand on monte dans la série. Elle est très mouchetée de brun rougeâtre ou de gris bleu foncé, la taille des mouchetures est de l'ordre de quelques millimètres et devient centimétrique en montant dans l'étage. On remarque que ce sont des grumeaux qui donnent à la roche l'aspect tacheté à l'affleurement, ils se détachent très facilement de la roche qui se présente comme un calcaire grisâtre.

Sur la lame mince effectuée à 221,00^m, on fait les remarques suivantes :

C'est un calcaire un peu marneux, grumeleux (calcirudite) cryptocristallin où l'on voit la calcite; les grumeaux sont nombreux et leur taille peut être exceptionnellement de 1 cm. On y voit également des Lagénidés (assez abondants) des spicules d'éponges (monoaxone et triaxone) en faible quantité.

225,00 - 228,00 m : calcaire peu marneux, griotte en

trois bancs dont l'épaisseur de chacun est de l'ordre du mètre. Chacun de ces bancs est vaguement stratifié en couches de 30 cm environ. La roche comporte de nombreux grumeaux lui donnant un aspect moucheté gris bleuté et très souvent rougeâtre.

L'étude micrographique faite à 226 m donne les remarques suivantes :

Calcaire marneux, griotte, cryptocristallin. La calcite et des fragments calcaires marneux à contours irréguliers et à structure cryptocristalline y sont très abondants et peuvent être d'une taille de 3 cm environ. Les organismes sont : les Foraminifères enroulés (rares), les Lagénidés (relativement fréquents, les spicules d'Eponge assez peu nombreux et enfin, quelques rares Ostracodes. Un joint stylolithique rempli par de la calcite traverse la pâte fine de la roche.

228,00 - 230,00 m : Calcaire très moucheté en un seul gros banc. Sur 80 cm à partir de la base, il y a un pseudoconglomérat à tendance bréchique où le diamètre des éléments peut aller jusqu'à 6 cm et dont la taille moyenne est de 2 cm.

Portlandien :

230,00 - 244,00 m : calcaire marneux, très grumeleux ou calcaire griotte à passage pseudobréchique, en gros bancs. A partir de 238,00 m de la base sur une épaisseur de quelques mètres, il y a apparition de rognons siliceux. Parfois la partie siliceuse se présente en couches discontinues. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, les grumeaux deviennent de plus en plus grands et nombreux, leur taille varie de 1 à 3 cm, ils se détachent assez facilement à la surface d'affleurement. Tout à fait au sommet, la roche prend un aspect pseudobréchique.

La faune récoltée dans cette partie est:

de 231,00 à 232,00 m :

Plusieurs fragments d'Ammonites indéterminables,
Perisphinctes gen. ind.

A 234,00 m de la base :

Virgatosphinctes sp. (jeune non caractéristique)

A 238,00 m de la base :

Lytoceras sp.

Etude micrographique :

Une lame mince effectuée à 236,00 m de la base montre :

Calcaire griotte marneux, pseudobréchique (calcirudite) constitué par de la calcite et des traces d'oxyde de fer. Les microfaunes sont : des Lagénidés (rares) des débris de Mollusques, de spicules d'éponge (monoaxones, triaxones) et des Ostracodes.

Une lame mince faite dans un rognon siliceux à 236,80 m donne lieu aux remarques suivantes :

Il s'agit d'un chert comportant des fragments de calcaire marneux à structure cryptocristalline comportant de la calcédoine formant presque entièrement le fond de la roche, en taches ou en rognons, passant très rapidement à des fragments calcaires très marneux.

Les organismes sont : Radiolaires, spicules d'Eponges, Ostracodes se trouvant uniquement dans les fragments de calcaires marneux.

Une faille assez importante en direction N 120 E est visible entre les formations Jurassiques supérieures et la base du Crétacé inférieur (Berriasien). La faille est visible sur une longueur de 15 m environ, le compartiment N O est abaissé. Près de la faille les formations du Jurassiques supérieur (Kimmeridgien-Portlandien) ont un pendage réduit de 2° à 3° N 30 E mais les formations du Berriasien ont un pendage de 12° en moyenne N 300 E.

Berriasien - Valanginien :

244,00 - 244,65 m : Les formations du Crétacé inférieur reposent sur un banc de calcaire jurassique supérieur, très moucheté à sa base et au sommet; il y a sur 25 cm une brèche conglomératique à éléments ayant une taille variant de 2 à 3 cm, arrondis ou anguleux et fortement cimentés par une matrice de calcaire ou de calcaire marneux, souvent ferrugineuse. Les blocs détachés semblent provenir de ces formations car ils ont les mêmes caractères microscopiques que ces bancs en place. Les éléments roulés ou anguleux peuvent avoir 12 cm de diamètre.

Enfin, sur ces formations bréchiques, repose un calcaire très marneux, jaunâtre, feuilleté, à cassure lisse, à faciès sublithographique. L'épaisseur de cette formation varie d'un bout à l'autre de 5 à 35 cm. Au-dessus vient une brèche conglomératique extrêmement mal cimentée par une matrice calcaire-marneuse jaunâtre de même nature que les formations et visible sur une longueur de 30 cm. Les éléments constitutifs à angles parfaitement émoussés ou anguleux

sont de tailles différentes. Les fragments de calcaire marneux jaunâtre provenant des remaniements de la formation immédiatement sous-jacente (Portlandien) ont une taille de 2 cm. Les fragments de calcaire moucheté Jurassique supérieur peuvent avoir un diamètre entre 10 et 15 cm.

Au-dessus de 244,65 - 260,00 m : on remarque des alternances de calcaire très marneux jaunâtres à cassure lisse, se débitant au marteau en grandes plaquettes et des marnes finement feuilletées. L'épaisseur des bancs de calcaires marneux oscille entre 10 et 20 cm et celle des couches marneuses varie de 15 à 20 cm. Au fur et à mesure qu'on monte dans la série, l'épaisseur et la fréquence des couches marneuses s'accroissent. Vers le sommet de cette partie, l'épaisseur des couches marneuses est de l'ordre du mètre.

Les Ammonites pyriteuses, surtout les Ammonites jeunes sont fréquentes. Les bancs calcaires récoltés entre 225 et 260 m de base sont ;

Berriasella sp.

Berriasella sp. ex gr. privasensis Pict.

Débris d'Echinodés

Himalayites sp. ex gr. rhodanicum Maz

Néocomites sp. ex gr. beneckeï Jac.

Néocomites cf. beneckeï Jac.

Phylloceras semilsulcatum d'Orb (Tithonique supérieur ou crétacé).

Phylloceras sp.

Rhynchonella contracta Hombres-Firmas - Valanginien (assez nombreux).

Etude microscopique faite à 244,20 m de base :

La roche est un calcaire marneux (calcilulite) cryptocristallin où se voient des Calpionella elliptica Cadisch, des Calpionella alpina Lorenz, des Radiolaires et de très rares Lagénidés.

Lame mince faite dans un poudingue rappelant les formations de la base du Berriasien :

Les fragments roulés de calcaire marneux sont cimentés par un ciment calcaire très largement cristallisé. Ces fragments sont cryptocristallins, presque tous à angles arrondis, riches en Calpionella alpina Lorenz et Calpionella elliptica Cadisch, Lagénidés, rarement en Gastéropodes. Ces fragments sont grumeleux et graveleux et montrent de très fins joints stylolitiques remplis de calcite et soulignés par une pigmentation d'oxyde de fer.

Valanginien :

260 - 280,00 m : Lacune d'affleurement (Les formations sont masquées par les formations quaternaires).

280,00 - 290,00 m : Marnes indurées beiges ou noires à pendage dans plusieurs sens. Ce niveau n'a jamais délivré de macro-fossiles caractéristiques.

Coulées basaltiques :

Au-dessus des marnes valangiennes repose la première coulée de lave basaltique de Coiron datée par les auteurs, Pliocène inférieur (J.C. DEN BOER - 1957) ou Miocène (P. GRANGEON, 1960).

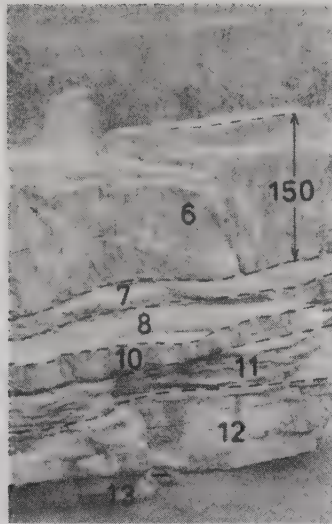
Cette coulée basaltique fait une petite dalle dans la topographie, elle est massive, gris noir, très fissurée et un peu poreuse. Elle comporte quelques nodules ovoïdes et souvent fusiformes de 2 à 3 cm d'olivine parfois altérée.

Une lame mince effectuée à 1 cm de base de cette coulée montre :

La roche est un basalte porphyrique à structure micro-litique fluidale où les microlites sont : les plagioclases andésine (43 - 46 An), augite et olivine sont abondants en cristaux xénomorphes, parfois en cristaux rectangulaires. Les porphyroblastes sont l'association de grandes plages xénomorphes d'olivine et d'augite : cette association montre un contact net et plus ou moins rectiligne. Ce contact est bien marqué par un trait d'oxyde de fer (limonite). A ces minéraux s'unissent très abondamment de fins amas opaques (magnétite).

ANNEXE

Photo 46 : se rapporte à la figure 45 b, rive droite du Roubreau (lentille gréseuse. Voir l'explication de la coupe (et des numéros) dans la partie annexe (Coupe n° 11, page 442).



FIGURES DE L'ANNEXE

- Fig. 39 : Coupe des formations cristallines sur la R.N. 578 bis au lieu dit Carrière d'Ucel, (voir page 363).
- Fig. 40 : Coupe détaillée d'une zone mylomitique minéralisée dans les granites porphyroïdes d'Ainac. (Lit du ruisseau de Grand Coste, près du Pont de Bridou. Les numéros correspondent à ceux du texte.-(voir page 364).
- Fig. 41 : Coupe de la série permienne (Ruisseau des Flachères entre les fermes Luthe et Roux) et courbes d'analyse séquentielle. (voir page 365).
- Fig. 42 : Coupe de la série permienne (Vallée de la Ligne, hameau Moulinet et courbes d'analyse séquentielle correspondante (voir page 372)
- Fig. 43 : Coupe de la série permienne sur la R.D. 223 à proximité de Largentièrre et courbes d'analyse séquentielle correspondantes (voir page 374).
- Fig. 44 : Coupe de la série permienne et triasique (région de FONTS) talus de la route de la ferme Chaune, en direction de Merzelet (voir page 379).
- Fig. 45 a à e : Lentille gréseuse minéralisée (Pb - Zn) dans le Trias inférieur de la vallée du Roubreau (région de Largentièrre) coupes sériées a à e (voir pages de 429 à 460).
- Fig. 46 : Dispositions schématiques des bancs superposés dans la lentille minéralisée de Roubreau (voir page 429).
- Fig. 47 : Mise en place des coupes du Trias moyen minéralisé en fer effectuées dans les Mines de Chaune (Fons) (voir page 468).
- Fig. 48 : Localisation des coupes décrites dans l'annexe. (Voir fin de l'annexe et des figures).

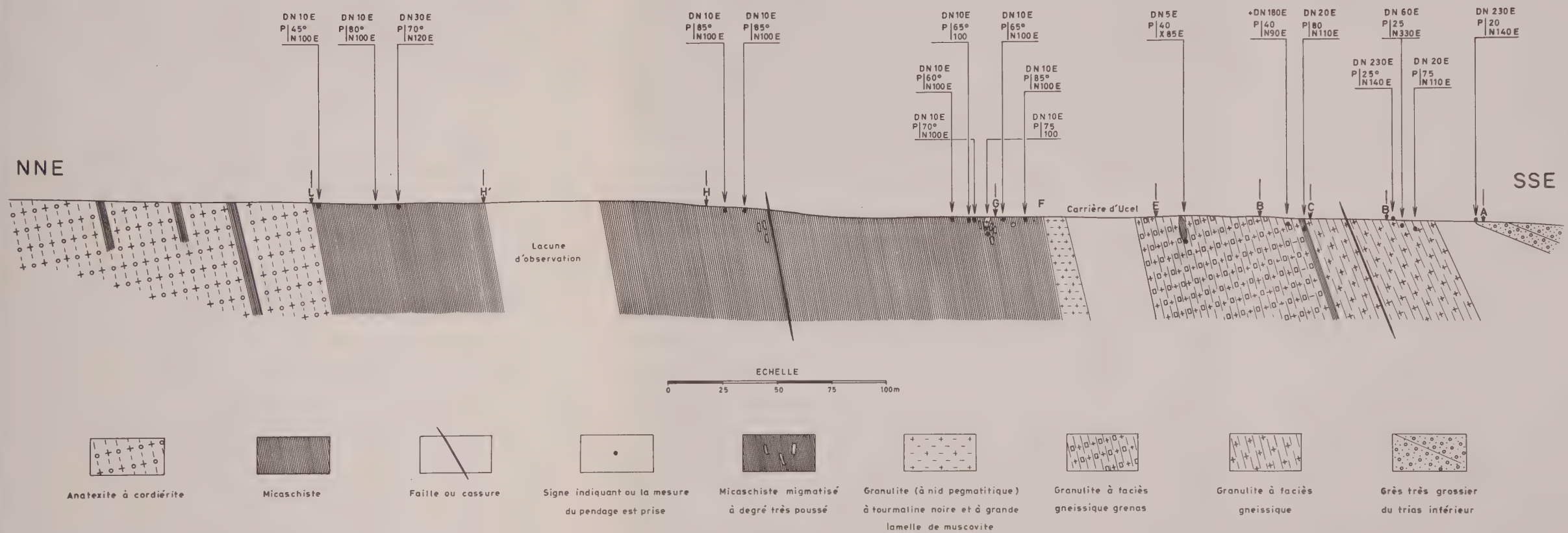


Fig.39

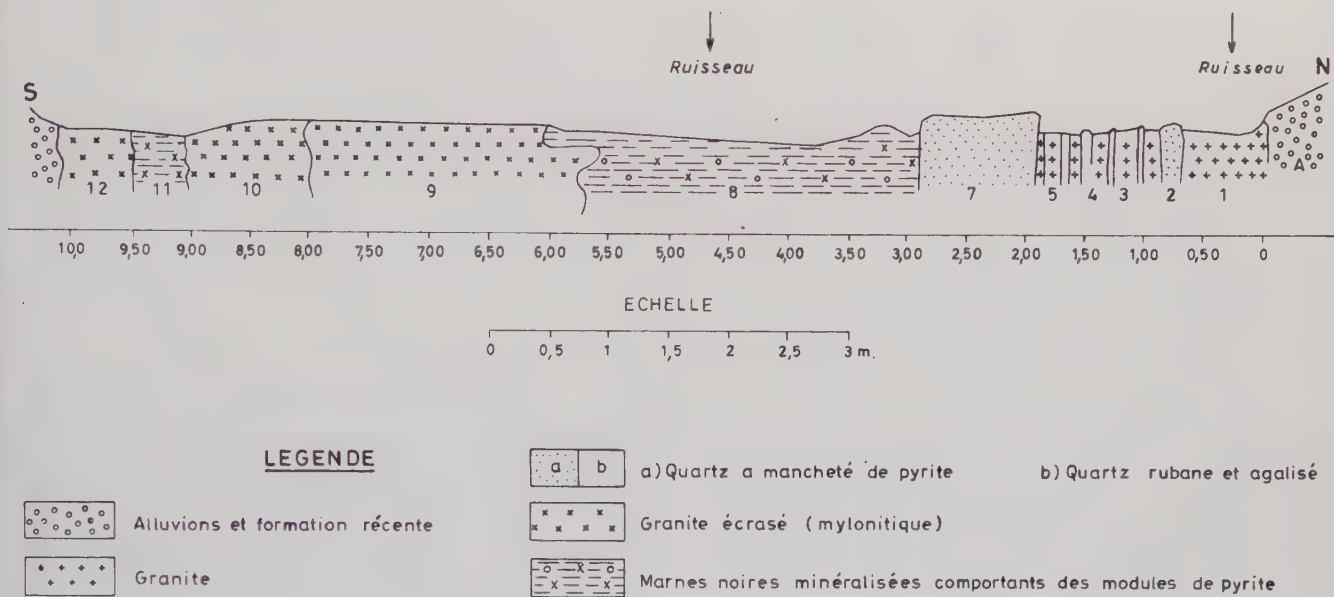


Fig. 40

Fig. 41

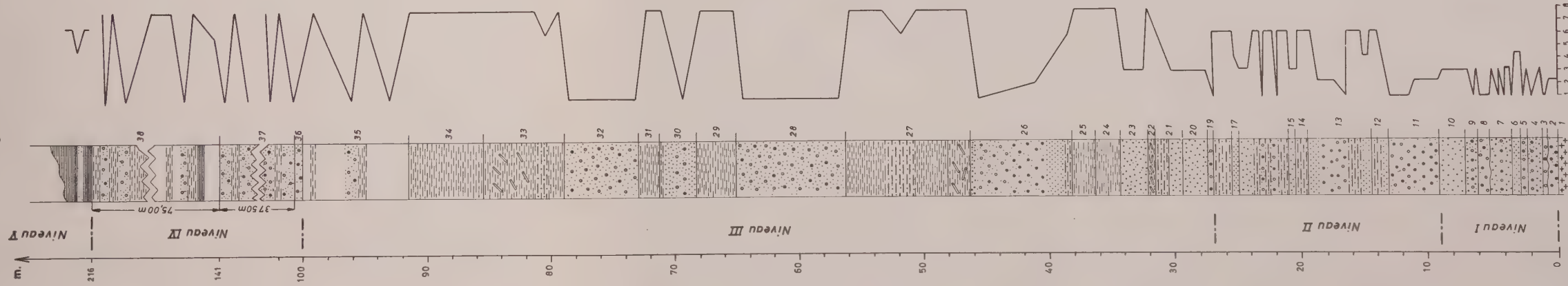
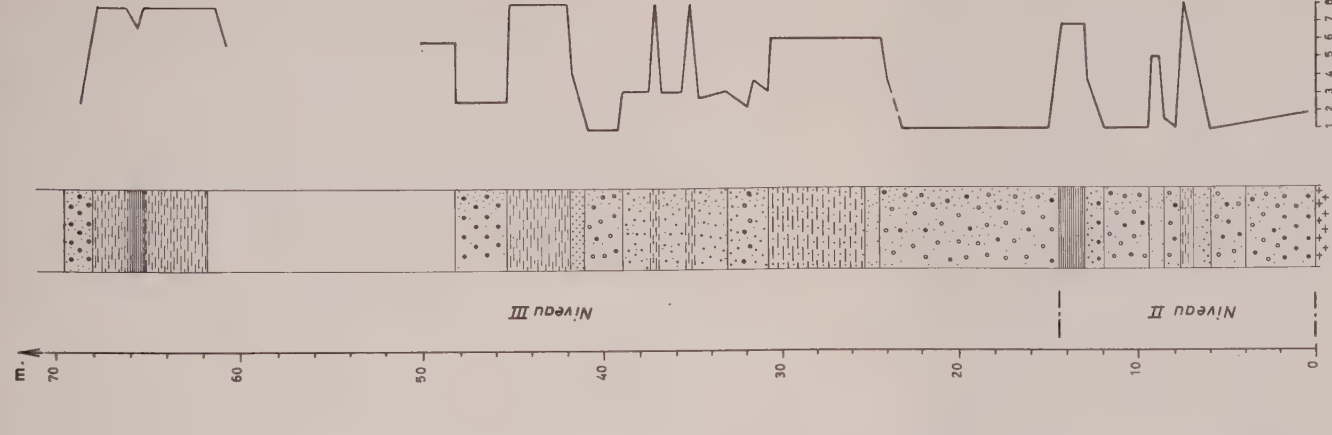


Fig. 42



LEGENDE (Fig. 42)

- 1 Conglomérat.
- 2 Grès à tendance conglomératique.
- 3 Grès grossier.
- 4 Grès fin.
- 5 Psammite.
- 6 Argilite gréseuse.
- 7 Schiste.
- 8 Argilite.

LEGENDE (Fig. 41)

- 1 Roche cristallophylienne (Gneiss).
- 2 Conglomérat.
- 3 Grès grossier à galets.
- 4 Grès grossier.
- 5 Grès de taille moyenne.
- 6 Grès fin.
- 7 Argilite gréseuse.
- 8 Schiste.
- 9 Argilite ou à piste de vers.

Fig. 44

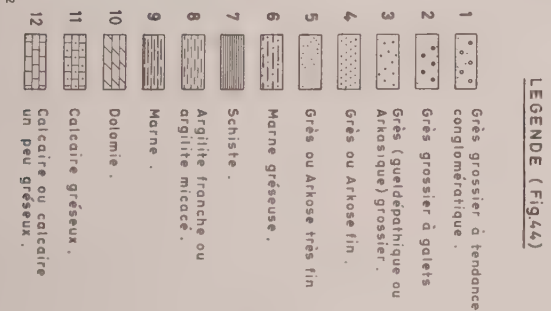
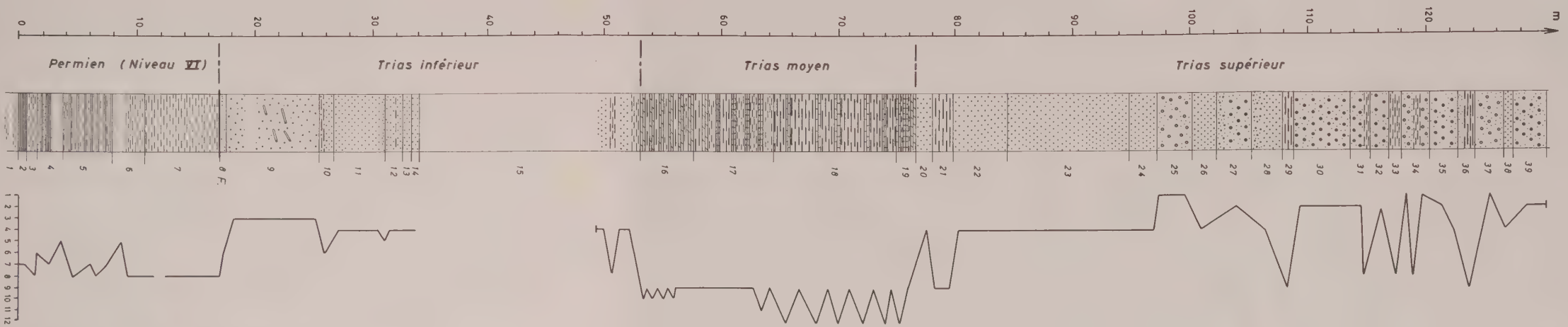
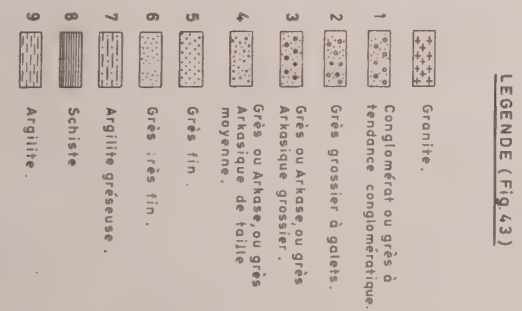
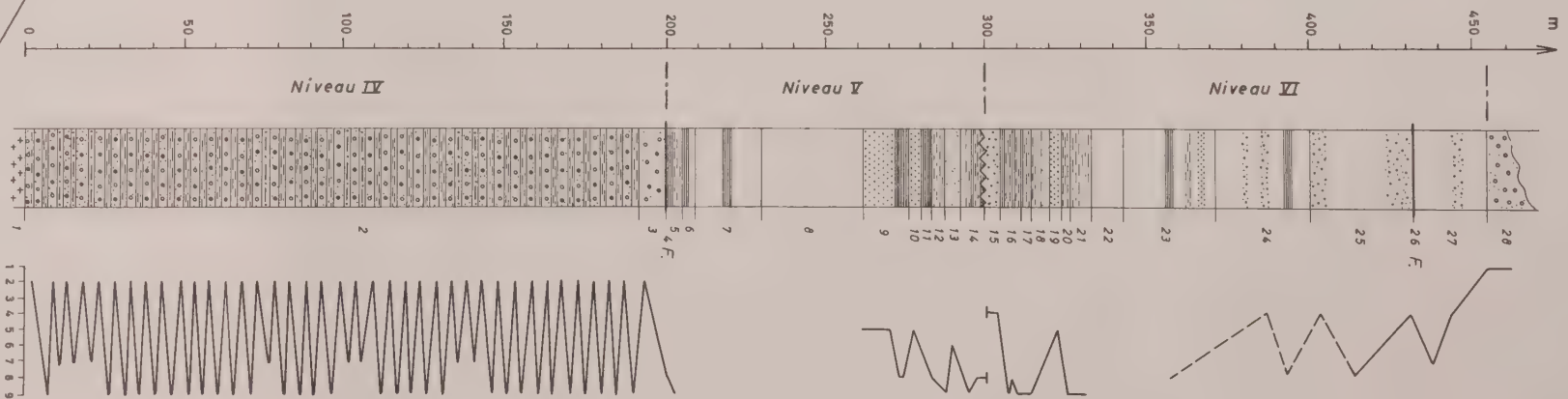


Fig. 43



**Coupes de la lentille gréseuse minéralisée (Pb,Zn)
dans le Trias inférieur de la vallée du Roubreau
(Région de Largentière)**

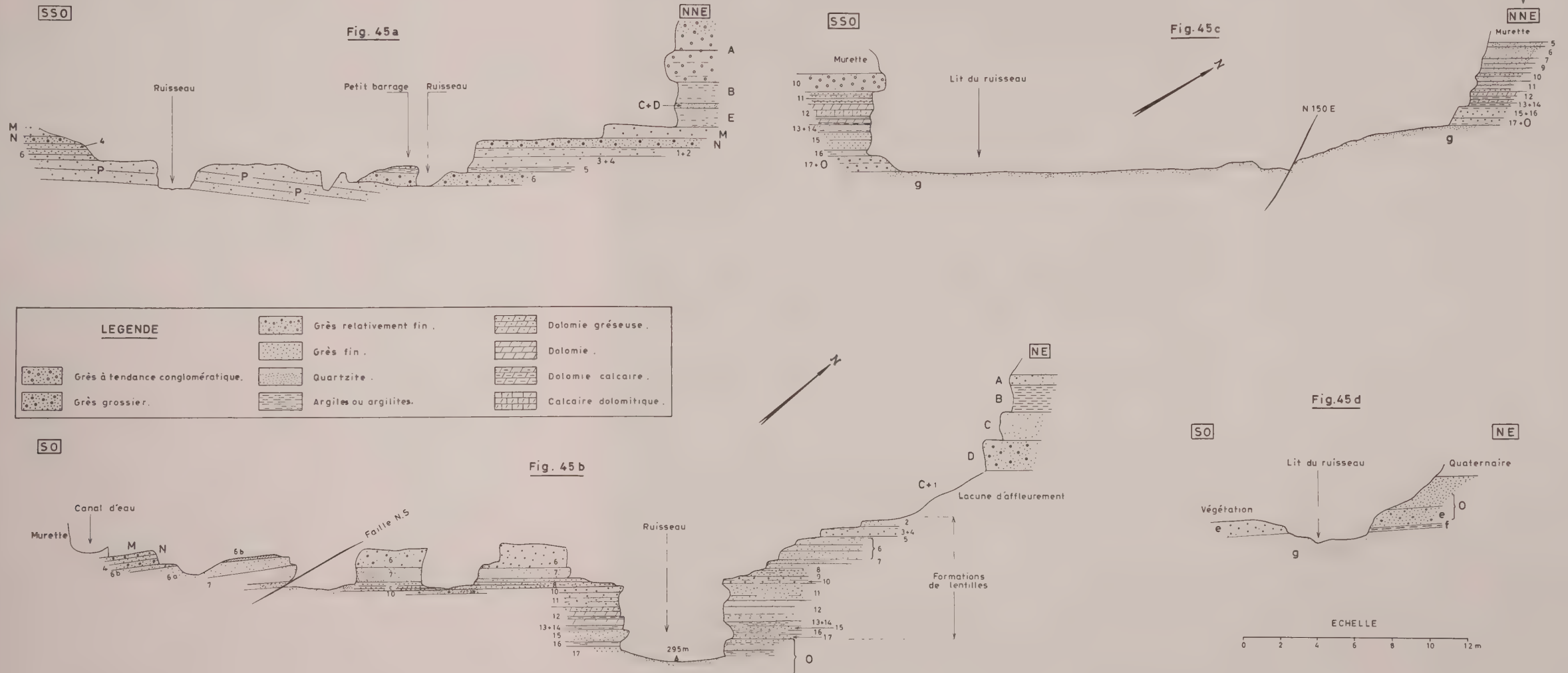
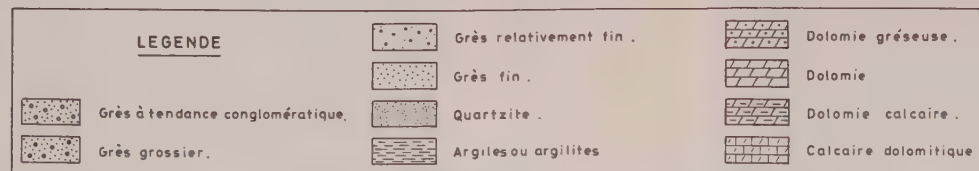


Fig. 45 (a à d)



**Coupe de la lentille gréseuse mineralisée (Pb,Zn)
dans le Trias inférieur de la vallée du Roubreau
(Région de Largentière)**

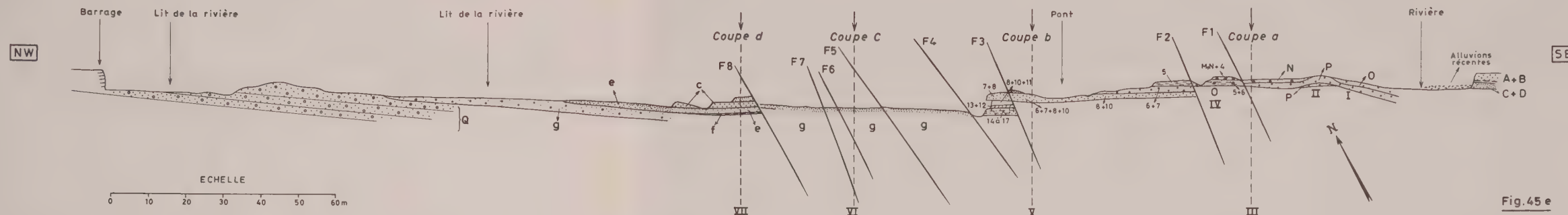


Fig.45 e

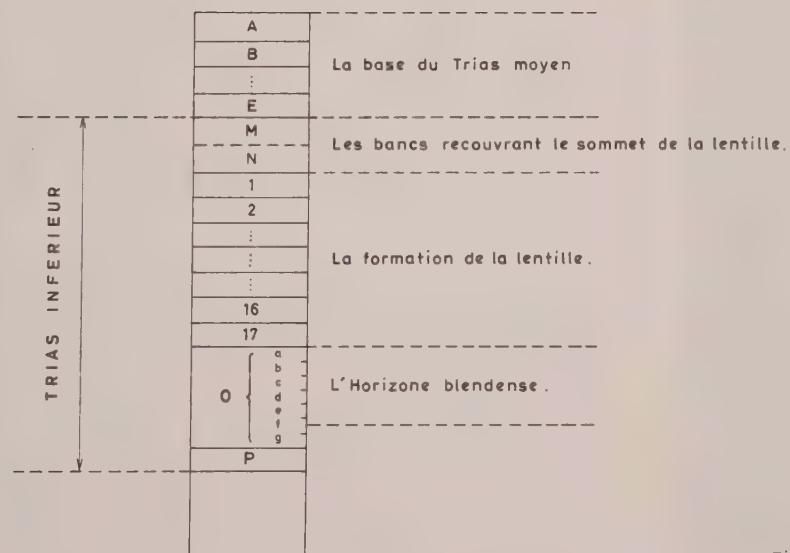


Fig.46



Fig. 47

Localisation des coupes 1 à 26 décrites dans l'annexe

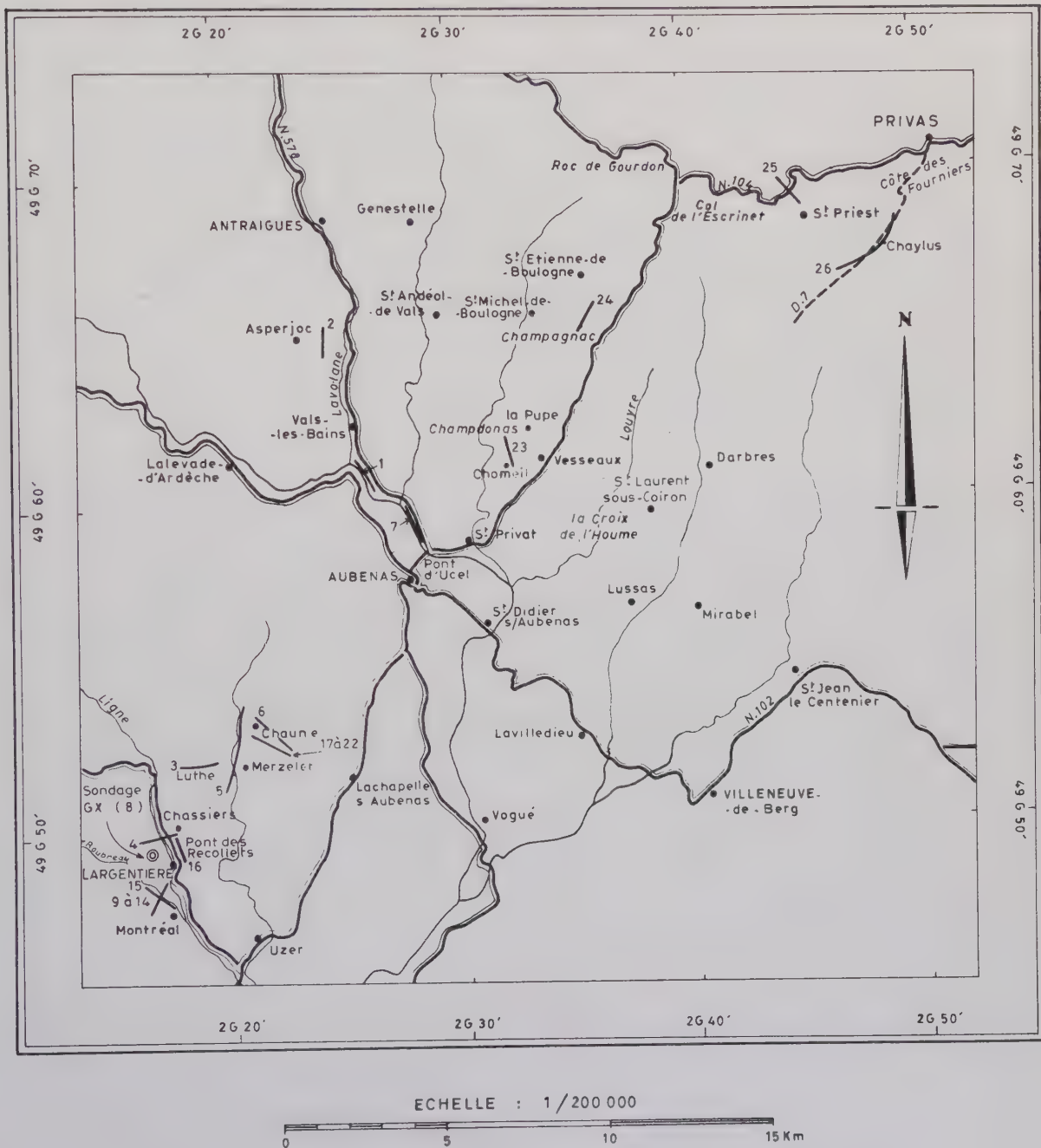


Fig.48

BIBLIOGRAPHIE

Principales abréviations :

- B. S. C. G. F. : Bulletin des Services de la Carte Géologique de France.
- B. S. G. F. : Bulletin de la Société de Géologie de France, PARIS.
- C..R. A. S. : Comptes rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, PARIS.
- C. R. S. G. F. : Comptes Rendus des séances de la Société Géologique de France, PARIS.
- M. S. G. F. : Mémoires de la Société Géologique de France, PARIS.
- R. S. N. A. : Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne, CLERMONT-FERRAND.
- R. G. (S.N.P.A.):Rapport Géologique (de la Société Nationale de Pétrole d'Aquitaine).
- D. E. S. : Diplôme d'Etudes Supérieures.
-

- ALSAC C. ET MICHEL R. (1961) : Contact discordant entre Trias et Lias dans la partie centrale du dôme de Remollon (Hautes-Alpes). Colloque sur le Lias français n° 4, p. 695-696, Ed. Tech. PARIS.
- AMSTUTZ G. C. (1962) : L'origine des gîtes minéraux concordant dans les roches sédimentaires. Chr. Min. et rech. min. n° 308, B. R. G. M. PARIS.
- ARTIERES A. et DURIF P. (1961) : Le Lias en Aquitaine Orientale. Colloque sur le Lias français n° 4, p. 737-742n Ed. Techn. PARIS.
- ARTIERES A., DURIF P. et TCHIMCHKIAN (1961) (1963) - : Trias des sondages d'Aquitaine Orientale (Permis R. A. P. et S. P. G.) (Note), p. 349-356, 3 fig., Colloque du Trias de la France et régions limitrophes. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- AUBAGUE M. (1961) - : Etude géologique de la bordure nord-ardéchoise du Massif Central. Rap. inédit B. R. G.M. PARIS.

- AUBAGUE M., FOGLIERINI F. et GRANIER C. (1964) : Sur les anomalies de fuite en prospection géochimique stratégique. Un exemplaire pris dans la bordure sédimentaire du Vivarais. Bull. Soc. franc. min. crist. LXXXVII, p. 20-27, 6 fig.
- AUBERT G. 1963 (1961) : Note sur l'origine du Gîte de fer, barytine, Fluarine du Rossignol près Chaillac, (Indre), p. 705-706, Colloque du Trias français et la région limit. C. R. Cong. Soc. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Tech. PARIS.
- AVIAS J. et GUERIN S. (1961) : Etude d'un affleurement de Lias moyen et supérieur récemment découvert au Sud de Nantua (Ain). Colloque sur le Lias français, n° 4, p. 643-647, Ed. Techni. PARIS.
- AVIAS J. 1963 (1961) : A propos des vases bariolées gypsifères actuelles de Nouvelle-Calédonie et sur la genèse des marnes bariolées salifères du Trias. Colloque du Trias français et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, p. 615-622, 2 fig., Ed. Tech. PARIS.
- AVIAS J. 1963 (1961) : Trias du couloir rhodanien, Colloque du Trias de la France et rég. lim. C. R. Congr. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Rapport p. 157-163, Ed. Techn. PARIS.
- BACCONNIER L. (1924) : Le Coiron. Rev. Géog. Alp. t. 12, p. 247-332, 14 fig. 5 pl.).
- BADOUX. 1963 (1961) : Trias des Préalpes (note), p. 397-400 - 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.
- BALOGH K., VEGH S. et Mme VEGH, 1963 (1961) : Trias de Hongrie (note), p. 455-468, 12 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et région lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- BARBIER R. (1961) : Les reliefs "vindelicien" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 691, Ed. techn. PARIS.
- BARBIER R. 1963 (1961) : Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises (note), p. 243-246. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.

- BARON G. (1958) : Précipitation de la Giobertite et de la dolomie à partir des solutions de chlorures de Mg et Ca, C. R. Ac. Sci., t. CCXLVII n° 19, p. 1608.
- BARTH T. W. F. Correns C. W. ESKOLA P. : Classification des roches métamorphiques suivant le faciès minéral. BERLIN 1939, p. 335-368, Traduction B. R. G. M. PARIS.
- BASTIN E. S. (1950) : Interprétation des textures des Minerais d'Amérique, Mém. n° 45 de la Société Géologique. Traduc. Bumifon, MADAGASCAR, 109 p. 28 fig. 18 pl.
- BEGUINOT J. et GRANIER C. : Méthodes de mise en solution du Pb et du Zn avec exemples de leur application à une anomalie de fuite, 8 p. 12 pl., rapport (inédit) B. R. G. M. PARIS.
- BERNARD A. (1958) : Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Fac. des Sc. de l'Univ. de NANCY, 2 vol. 640 p. 161 fig. 24 tab. 48 pl.
- BERNARD A. et FLOGLIERINI F. (1961) : Aperçu sur le Trias métallifère en France, p. 635-650, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. PARIS et Départ. MONTPELLIER. Ed. Techn. PARIS.
- BERTRANEU J. et DESTOMBE J.P. (1963) (1961) : Minéralisation du Trias des Pyrénées françaises, p. 707-709, Mém. du B. R. G. M. n° 15. Colloque du Trias français et région limit. C. R. Ing. soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER. Ed. Techn. PARIS.
- BERTUCAT (M). (1956) : Etude géologique du Haut-Vivarais occidental (Dip. Et. Sup. CLERMONT-FERRAND).
- BLANC A. (1962) : Empreintes de pas sur les grès d'Ailhon (Ardèche). Bull. mensuel de la Société Linnéenne de LYON, 31^e année, n° 10, p. 316-317.
- BLOCH J. P. (1963) (1961) : Aperçu général sur le Trias du "domaine briançonnais " ligure (note). p. 438-445, Mém. du B. R. G. M. n° 15. Colloque du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- BONTE A. (1963) (1961) : Conditions d'exploitabilité des gypses du Keuper, p. 661-665, 3 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Dép. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.

- BONTE A. (1953) : Introduction à la lecture des cartes géologiques. 277 p. 103 fig. 8 pl. Masson, PARIS.
- BORNUAT M. (1963) (1961) : Trias du Synclinal de Vaujany (près de Bourg-d'Oisan (Isère) - (note), p. 258-261, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Colloque du Trias de la France et rég. Lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.
- BOULADON J. et TROLY G. 1963 (1962) : Condition favorable à la localisation des gîtes stratiformes de métaux non ferreux dans les couvertures 'en supposant qu'il s'agisse de minéralisation épigénétique). C. R. Réunion. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962), p. 65. Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS.
- BOULE M. (1896) : La carte géologique de PRIVAS au 1/80.000e. B. S. C. G. F. t. 8, 1896-97, n° 63. C. R. Collab. comp. 1895 p. 109-110.
- BOULE M. (1897) : Carte géologique de PRIVAS au 1/80.000e, B. S. C. G. F., t. 9 1897-98, n° 59. C. R. Collab. Camp. 1896, p. 92-93.
- BOURDON M. (1891) : Mines de Plomb et de cuivre argentifère de Valgore (Ardèche). Rapport 123, p. 2 tab. 16 pl. Imp. A. Lanier, PARIS.
- BIZON G. et OERTLI H. (1961) : Contributions à l'étude micropaléontologique du Lias du Bassin de PARIS. Colloque sur le Lias français n° 4, p. 107-119, 1 fig. 7 tableaux.
- BRICON C. et DAMIANI L. (1963) (1961) : Nomenclature des gisements de Gypse du Trias français. p. 655-660. Colloque du Trias français et rég. lim. C. R. Cong. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER Ed. Techn. PARIS.
- BROUDER P. (1963) : Description d'une succession lithologique avec niveaux repères dans lesschistes cristallins des Cévennes près de VILLEFORT (Lozère). Bull. Soc. Géol. de F. 7 v. p. 828-834.
- BUBINECEK M. L. (1960) : Recherches sur la constitution et la répartition du minerai de fer dans l'Aalénien de Lorrain. Thèse (inédit) Fac. Sc. de NANCY, 275 p. 24 pl. 42 fig. 32 tabl.
- BUFFIERE J. M. et TANE J. 1963(1961) : Trias de la couverture Nord-Ouest du Massif du Pelvoux (note) p. 266-268, 1 fig. Colloque du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER. Ed. Techn. PARIS.

- BUROLLET P. 1963 (1961) : Présentation de quelques documents d'interprétation du Trias d'Aquitaine (rapport) p. 309-319, 7 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- BUROLLET P. 1963 (1961) : Trias de Tunisie et de Libye. Relations avec le Trias européen et saharien (note) p. 482-494, 3 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15; Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.
- BUSNARDO R. et EIMI S. (1961) : Précision sur l'âge des calcaires siliceux du jurassique moyen de la région située entre Saint-Privat et Saint-Michel -de-Boulogne (Ardèche). C. R. Somm. S. G. F. p. 16.
- CAILLERE S. et KRAUT Fr. (1952) : Considérations sur la genèse des minerais de fer oolithiques lorrains. Cong. Géo. int. C. R. Sc. du XIXe Cong. session ALGER 1952. fasc. X, p. 100-117, 2 fig.
- CAILLERE S. et KRAUT Fr (1957) : L'origine du gisement de fer de Dialette (Manche). Mém. de la S. N. Sc. N. de Math. de CHERBOURG, t. XLVIII, p. 137-142, 50^e série, t. VIII (1957-58), Imp. Notre-Dame.
- CAPDEVILA R. (1962) : Etude pétrographique et structurale du complexe volcanique de Saint-Thibéry (Hérault). B. S. G. F. 7^e série, t. IV, p. 13-17.
- CAROZZI A. (1953) : Pétrographie des roches sédimentaires F. Rouge et Cie S. A. Librairie de l'Université, LAUSANNE. 250 p. 27 fig.
- CARRERE M. 1963 (1961) : Sur l'âge et les conditions de sédimentation des formations détritiques de base de la série secondaire entre le Lot et l'Aveyron (note). p. 321-338, 4 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.
- CAYEUX L. (1922) : Minerai Bajocien et Bathonien de Privax (Ardèche) dans les études des Gîtes minéraux de France. Les minerais de fer oolithiques de France, fasc. 29 minerai de fer sédimentaire p. 705-726.
- CHAMPEAU H. (1961) : Etude de la microfaune des niveaux marneux du Lias dans le Sud-Est du Bassin de PARIS. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 437-443, Ed. Techn. PARIS.

CHARRIN V. : Les ressources du sous-sol du Vivarais dans le Génie Civil,
t. 138, n° 8, p. 184-188.

CRISTOPHE MICHEL LEVY M. (1953) : Reproduction artificielle des minéraux
qui apparaissent dans le métamorphisme du contact du
granite. Bull. Soc. Fr. Min. et Crist. t. 76, p. 237-293.

CHAZAN W. et FAUVELET E. (1959) : Facteurs de répartitions de certains
indices télérthermaux de Plomb, zinc, cuivre, au Maroc.
Essai d'application à une carte métallogénique prévision-
nelle. Chr. des min. d'Outre-Mer, n° 269, B. R. G. M. PARIS.

CITA M. B. 1963 (1961) : Trias des Alpes occidentales italiennes (note),
p. 408-427. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de
la France et région lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS
et départ. MONTPELLIER.

CITA M., CASSINIS G. et POZZI R. (1961) : Le Domérien dans sa localité
type d'après la littérature. Coll. sur le Lias français n° 4
p. 323-345, ed. Techn. PARIS.

COLLIGNON M., MICHAUD A. et TANE J. L. (1961) : Le Lias du Massif de la
Table (Savoie). Coll. sur le Lias français n° 4, p. 661-664.
Ed. Techn. PARIS.

COLLIGNON M. et SARROT REYNAUD (1961) : Succession des zones d'Ammonites
du Lias dans le dôme de la Mûre (Isère) et ses bordures.
Coll. sur le Lias français n° 4, p. 685-690. Ed. Techn.
PARIS.

COLLIGNON M. et DARDENNES M. (1961) : Le Lias dans les sondages de la So-
ciété Pétrorep. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 535-542.
Ed. Techn. PARIS.

COLO. G. et FABER J. : Etude géologique du Pays Crétacé situé entre les
Coirons et Saint-Remèze (Ardèche). R. G. S. N. P. A.
n° 331 (inédit).

COLO G. et LEMUC F. (1958) : Etudes géologiques de la région d'Aubenas
Vallée de la Ligne (Ardèche) 120 p. R. G. S. N. P. A.
n° 287 (inédit).

COLOMB M. (1962-1963) : Méthodes d'analyse structurale des socles cris-
tallophylliens. Cours de géol. des grandes régions du glo-
be. Fac. des Sc. Univers. de PARIS, 105 p. 103 fig.

- CORROY G. 1963 (1961) : Trias de Province orientale. p. 177-186. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France, rég. Limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.
- COTELO NEIVA J.M. (1952) : Genèse des principaux gisements portugais de minerais de fer, p. 121-132, fig. 1. Cong. Géol. int. ALGER 1952, Section X, Fasc. X.
- CRUBILE R. 1963 (1961) : Sel gemme et potasse du Trias français, p. 666-686. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER Ed. Techn. PARIS.
- CRUBILE R. et DURONZOY C. 1963 (1961) : Matériaux de construction et matières premières industrielles triasiques du Nord-Est de la France. p. 687-691, Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.
- CRUBILE R. 1963 (1961) : Houilles triasiques, p. 692-694. Mém. du B.R.G.M. n°15. Coll. du Trias français et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, ed. Techn. PARIS.
- CUVILLIER J. (1954) : Niveaux à coprolithes de crustacés B. S. G. F., t. VI, p. 51-53, 1 pl.
- DALBIEZ F. 1963 (1961) : Notes sur le Trias Nord aquitain (note), p. 344-348, 3 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- DALMAS J. B. (1872) : Itinéraire de géologue et naturaliste dans l'Ardèche. 221 p., 6 fig., 9 pl. PARIS Savy.
- DEBELNAS J. et LEMOINE M. 1963 (1961) : Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le briançonnais (sens strict), p. 232-242, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Techn. PARIS.
- DEBELIMAS J. (1961) : Le Lias supérieur au Nord de Castellane et dans la Haute vallée de l'Estéron (Basses Alpes). Découverte d'une lentille de minerai de fer oolithique dans l'Aalénien. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 707-708, Ed. Techn. PARIS.

- DEFRETIN - LEFRANC 1963 (1961) : Révision des Conchostracés du Trias français à faciès germanique, p. 524-525, 16 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- DELCEY - LEDUC F. (1961) : Contribution à l'étude stratigraphique et micro-paléontologique du Jurassique ardéchois. Thèse PARIS.
- DESOIGNIES J. et DECEY - LEDUC F. (1960) : Etude géologique de la région Aubenas - La Voulte (Ardèche). R. G. S. N. P. A. n° 376, inédit.
- DESOIGNIES J. (1960) : Etude géologique du pays néocomien situé entre Baix, Chomérac et les Coirons. R. G. S. N. P. A. n° 376 bis, inédit.
- DEICHA G. (1955) : Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides, signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches - Masson - PARIS.
- DEN BOER J. C. (1957) : Etude géologique et Paléomagnétique des montagnes du Coiron (Ardèche). Thèse Utrecht (Hollande), 64 p., 33 fig. 2 planches.
- DEPARE G. et DOUBINGER (D) 1963 (1961) : Flores triasiques de France (note) p. 507, 523. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- DERRUAU M. (1962) : Précis de Géomorphologie. 413 p. 164 fig. 61 pl., 3^e éd. Masson - PARIS.
- DESTOMBES J.P. (1957) : Contribution à l'étude géologique du bassin hydro-minéral de Vals (Ardèche). B. S. G. F. 6ème série, T. 7, p. 893-928, 6 fig.
- DESTOMBES J.P. (1963-1961) : Trias cévenol aux environs d'Alès (note), p. 187-193, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France, rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.
- DESTOMBES J.P. 1963 (1961) : Sources minérales d'origine triasique des Pyrénées françaises. Leurs indices économiques. p. 651-654, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Techn. PARIS.

- DEVIGNE J.P. et NICOLINI P. (1963) : Les minéralisations plombifères stratiformes de la région de Florac-Meyrueis (Lozère). Chr. des Min. et de la Rech. min. n° 319, B. R. G. M. PARIS.
- DONDEY D. 1963 (1961) : Trias du massif des sept-laux, (partie méridionale du massif de Bellodonne) (note), p. 247-248. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C.R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER 1961. Ed. Techn. PARIS.
- DOS SANTOS J.L.G. : Gisement de fer de Gudramil (Nord-Est du Portugal), p. 133-141, fig. 1, Cong. Géol. inter. d'Alger (1952), Section X, Fasc. X.
- DUMORTIER E. (1871) : Sur quelques gisements de l'Oxfordien inférieur de l'Ardèche, 84 p., 6 pl. PARIS, Savy, éd.
- DUMORTIER E. (1874) : Etude paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône, t. 4, p. 3-11. Ed. Savy, PARIS.
- DURAND J.G. (1961) : Le Lias dans les sondages de la Compagnie d'exploration pétrolière (Ouest du Bassin de PARIS). Coll. sur le Lias français n° 4, p. 543-562. Ed. Technip. PARIS.
- EBRAY Th. (1864) : Stratigraphie des terrains jurassiques du Département de l'Ardèche, B. S. G. F. 2ème série, t. XXI, p. 362-382.
- EDWARDS A.B. (1947) : Les textures des minerais et leur signification. Trac. Bumifon - Madagascar, 117 p., 146 fig., 12 Tab.
- EHRMANN F. (1952) : Du rôle actif et passif du Trias gypso salin et minéralisé dans la genèse des gîtes métallifères des terrains secondaires et tertiaires de la Kabylie dans le Babros (Algérie). Cong. Géo. intern. C. R. de la XIXème section. Algérie 1952, Fasc. X, p. 97-99.
- ELLENBERGER F. 1963 (1961) : Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales (rapport), p. 215-231. Mém. du B.R. F.G.M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS, et départ. MONTPELLIER, 1961. Ed. Technip. PARIS.
- ELMI S. et MOUTERDE R. (1962) : Données nouvelles sur le Lias inférieur et moyen de la région de Privas (Ardèche). C. R. A. S. PARIS, t. 255, p. 978-980.

- ELMI S. (1960) : Précision sur le stratigraphie du Lias supérieur à Vesseaux (Ardèche). C. R. Smm. S. G. F. p. 223.
- ELMI S. (1961) : Les marnes du Jurassique moyen et l'Argovien entre Aubenas et le Col de l'Escrinet. C. R. S. G. F. p. 103.
- ELMI S. (1962) : Stratigraphie et minéralisation du Lias supérieur et de la base du Dogger de la région de Privas (Ardèche). C. R. A.S. PARIS, t. 254, p. 507-509.
- ELMI S. (1963) : Note sur quelques Hammatocertinae (Ammonitina) de l'Aalénien du bassin du Rhône. C. R. S. G. F. Fasc. 2, p. 59-61.
- ELMI S. (1963) : Données nouvelles sur le Lias supérieur des Avelas (Ardèche du Sud). C. R. A. S. PARIS, t. 256, p. 3718-3720.
- ELMI S. (1964) : Découverte de la faune à Pleuroceras dans les calcaires à Bélemmites et à brachiopode de l'Ardèche. C. R. A. S. PARIS t. 258, p. 1862-1863.
- ENAY R. et ELMI S. (1961) : Observations nouvelles sur le Lias supérieur et la limite Lias. Bajocien dans l'Île Crémieu (Jura Méridional tabulaire). Coll. sur le Lias français n° 4, p. 649-654, Ed. Technip PARIS.
- ESPOURTEILLE F. (1960) : Etude géologique et métallogénique de la région de Nant-Saint-Jean-du-Bruel (Aveyron) et de Trèves (Gard). Contribution à l'étude des gisements plombo-zincifère de couverture (thèse de doctorat 3ème cycle). Géol. Appliquée PARIS, 147 p., 41 pl., 1 carte.
- FABRE-TAXY S. (1961) : Le Lias de Provence. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 77-84, Ed. Technip. PARIS.
- FAURE H. 1963 (1962) : Réflexion sur les relations de l'hydrogéologie et de la métallogénie. C. R. Réunion E. et Inf. du B. R. G. M. (1962), p. 70. Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS.
- FERRAND J.M. 1963 (1961) : Contribution à l'étude des formations détritiques de base de la série secondaire du Sud de l'Aveyron (note), p.339-343, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.

- FOGLIERINI F. (1959) : Rapport de la demande de permis de recherches de Largentière (Ardèche) n° 880, 46 p., 8 pl.
- FOGLIERINI F. et BERNARD A. 1963 (1961) : Etude préliminaire du Trias minéralisé de Largentière (Ardèche), p. 710-712, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 1, Coll. du Trias français et de la rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- FOOSE R. M. (1952) : Origine des gisements de minerai de fer le long de la partie la plus ancienne des Monts ~~Apalaches~~ ^{Appalaches} en Pensylvanie. Cong. Géo. intern. cont. C. R. de la XIXe session Alger 1952, Fasc. X, p. 65-77, fig. 2.
- FOURNET J. (1843) : Sur le terrain jurassique et les minerais de fer de l'Ardèche. Ann. Soc. d'Agr. LYON, t. VI, p. 35.
- FRENEIX S. (1963) : Remarque sur Posidonomya dalmas Dumortier du Jurassique de l'Ardèche. B. S. G. F. (7), v. n° 6.
- GABRILLY J. (1961) : Le Toarcien de Thouars. Etude stratigraphique du Stratotype. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 345-356. Ed. Technip, PARIS.
- GABRILLY J. (1961) : Stratigraphie et paléogéographie du Lias dans le Détroit poitevin. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 475-486. Ed. Technip, PARIS.
- GALMIER D. (1960) : Etude photogéologique de Largentière, 34 p., 3 fig., inédit.
- GARIEL O. (1961) : Le Lias du dôme de Remollon (Hautes-Alpes), Coll. sur le Lias français n° 4, p. 697-706. Ed. Technip, PARIS.
- GARIEL O. 1963 (1961) : Trias du dôme de Remollon (Hautes-Alpes) (note), p. 269-271, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.
- GLANGEAUD L. (1960) : Introduction aux études sur "Pluton et Volcans". Les deux magmas de plutons et volcans. Leurs rapports avec le Métamorphisme. Rev. Géog. Phys. géol. dynamique, vol. III, fasc. 2, p. 77-85.
- GOGUEL J. (1952) : Traité de tectonique, 383 p., 200 fig., Masson, PARIS.

- GOTTIS M. (1957) : Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Fac. Sc. MONTPELLIER, Ed. Tex 61, cours de la Martine, BORDEAUX.
- GOTTIS M. (1961) : Le Lias des bordures méridionales du Massif Central du domaine pyrénéen et du Bassin aquitain. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 59-76, 2 pl. Ed. Technip, PARIS.
- GOVERNET Cl. 1963 (1961) : Trias de Provence occidentale (rapport), p.165-176, Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France, rég. limit. C. R. Congr. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- GRANGEON P. et JODOT P. 1954 : Nature et âge des alluvions sous les basaltes du Coiron (C. R. A. S., T. 241, 1803-1805).
- GRANGEON P. et MICHEL (1957) : Bombes volcaniques introformationnelle dans la pépérite de la montagne d'Andorre, Massif du Coiron (Ardèche) (C. R. A. S. t. 244, p. 2627-2629).
- GRANGEON P. (1960) : Contribution à l'étude des terrains tertiaires, de la tectonique et du volcanisme du Massif du Coiron (Sud-Est du Massif Central français). Travaux de laboratoire de géologie de GRENOBLE. 36 - 1960, 28 p., 20 fig., 20 pl.
- GRANIER C. (1958) : Dispersion secondaire du tungstène et de l'arsenic en sol résiduel. Cas particulier du filon de la Bertrande (Limousin). Bull. Soc. fran. minér. crist. L. XXXI, p. 194-200, 6 fig.
- GRANIER C. (1960) : Aperçu sur la prospection géochimique du plomb et du zinc. Bull. Soc. fran. minér. crist. LXXXIII, p. 209-215, 4 fig.
- GRIMBERT A. : L'état actuel de la technologie de la prospection géochimique appliquée à la recherche et à l'étude des gîtes uranifères. Rapport - C. R. des travaux du groupe uranium. C. E. A., 26 p.
- GRUNER L. 1845 : Mémoire sur le gisement et la nature de quelques minerais de fer des environs de Privas et de la Voulte. Ann. des Mines, 4ème série, t. VII, p. 347-378.
- GUBLER Y., MALDIDIER C., MOUTERDE R., PETITEVILLE P. RICHE Ph., RIVIER F. et RIVOIRARD R. (1961) : Lias Dauphinois et Lias provençal. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 829-845. Ed. Technip, PARIS.

- GUILLAUME (1927) : Révision des Posidonomyes jurassiques B. S. G. F. (4)
XXVII, p. 217-234, pl. X.
- GUERIN S., LAUGIER R. et MOUTERDE R. (1961) : Etude détaillée du stratotype:
L'Hettangien d'Hettange et du Nord-Est de la France. Coll.
sur le Lias français n° 4, p. 279-286, Ed. Technip, PARIS.
- GUERIN S., LAUGIER R., MOUTERDE R. (1961) : Le Sinémurien supérieur ou le
Problème du Lotharingien. Etude détaillée du stratotype :
Le Lotharingien de Lorraine. Coll. sur le Lias français,
p. 307-322, Ed. Technip, PARIS.
- HADDING A. (1956) : Caractères lithologiques des roches calcaires d'eaux
marines peu profondes. Traduction B. R. G. A. PARIS.
- HAGUENAUER B. 1963 (1961) : Etude séquentielle du Muschelkalk supérieur
lorrain (note), p. 148-153, 4 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15,
Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc.
Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. technip, PARIS.
- HANS-RAMBER P. : Origine des roches métamorphiques et métasomatiques,
5 fasc., traduction : J. Y. SCANVIC.
- HALLAM A. (1961) : Origine des cycle mineurs de sédimentation carbonatée
dans le Lias. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 171-175,
Ed. Technip, PARIS.
- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD (1961) : Stratigraphie du Lias du dôme de la
Mûre, variétés de faciès entre le dôme de la Mûre et ses
bordures. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 665-685,
Ed. Technip, PARIS.
- HECKER R. F. (1957) : Bases de la Paléoécologie. Trad. n° 44, B. R. G. M.,
PARIS.
- HELMAT G. et WINKLER F. (1960) : La genèse du granite et des migmatites par
anatexie expérimentale. Revue de géo. phys. géol. dynamique.
Vol. III, fasc. 2, p. 67-71, 8 fig., 7 tab.
- HERAK M. 1963 (1961) : Trias de Yougoslavie, p. 446-454, 1 fig. Mém. de
B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég.
limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.

- HOENES D. et TROGER E. (1945) : Gisement de minerai de fer oolithiques dans le N. O. de la France. (Lagerstätten oolithischen Eisenenze in Norswestfrankreich). N. Jb. Miner. Géol. Paléontol. Abhdlg Abt. A, t. 79, n° 2, p. 192-257, Tard par-tem, p. 250-254. Trad. n° 2885, B. R. G. M.
- HORON O. et MOUTERDE R. (1961) : Lias des sondages de la bordure du Morvan. Coll. sur le Lias n° 4, p. 503-534, Ed. Technip, PARIS.
- HORON O. et LOUGNON J. (1961) : Contribution à l'étude du Lias inférieur et moyen du Déroit poitevin. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 487-501, Ed. Technip, PARIS.
- HORON O. (1963) (1961) : Conditions favorables à la localisation des minerais de fer sédimentaires. C. R. Réunion. E et inf. du B.R.G.M. (17-20 septembre 1962), p. 64. Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS.
- INSTITUT DU PETROLE (1961) : Essai de nomenclature des roches sédimentaires, 78 p., 2 tab., 4 pl. Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Ed. Technip PARIS.
- JEREMI E. (1927) : Laves et filons du bas Vivarais (Bull. volcanologique n° 5, 11-12, p. 93-108.
- JOANNE A. (1878) : Géographie du département de l'Ardèche, 62 p., 1 carte, Ed. Hachette et Cie, PARIS.
- JUNG J. (1958) : Précis de pétrographie. Masson et Cie, PARIS.
- JUNG J. et ROCQUE M. (1936) : Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français, Rev. Sc. Nat. Avergne, 1 fasc. 4.
- JUNG J. et ROCQUE M. (1952) : Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. S. C. G. F., t. L, n° 235.
- KOLBE H. : Aperçu stratigraphe des gisements de fer sédimentaire en Allemagne et en Lorraine, p. 119, 3 pl. Cong. Géol. internat. C. R. de la 19ème session. ALGER 1952. Section X, Fasc. X.
- KOSTELKA L. (1959) : La formation des gisements de zinc et de plomb dans les roches carbonatées. 17 p. trad. du B. R. G. M. (n° 3341) (Z. Ersbergbau Metallhuttenwes, Otrch. t. 12, n° 5, p. 245-249).

- LACROIX A. (1895) : Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-mer. La Cordiérite, p. 513-533, t. I, Libraire Albert Blanchard, PARIS.
- LALOU (Cl.Melle) (1957) : Formation expérimentale des carbonates dans le milieu marin. Rev. Géog. phys. Géol. dynam. (2) t. I, n° 2, p. 93-98.
- LALOU (Cl.Melle) (1957) : Etude expérimentale de la production de carbonate par les Bactéries des vases de la Baie de Villefranche-sur-Mer. Ann. Inst. océanographique, t. XXXIII, p. 201,267.
- LAPADU-HARGUES P. (1945) : Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. Géol. Fran. (5), t. 15, p. 255-307.
- LAPADU-HARGUES P. (1945) : Quelques remarques statistiques sur la composition chimique des schistes cristallins. C. R. Som. Soc. Géol. Fr. n° 1, p. 11-13.
- LAPADU-HARGUES P. (1947) : Les Massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. B. S. C. G. F. n° 222, t. XLVI, 153 p., 23 f., 5 pl.
- LAPADU-HARGUES P. (1949) : Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. Bull. Soc. Géol. Fr. 5, t. 19, p. 89-106.
- LAUGIER R. (1961) : Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le quart Nord-Est du Bassin de PARIS. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 605-616, Ed. Technip, PARIS.
- LAUGIER R. 1963 (1961) : Trias de faciès germaniques en Lorraine. p. 39-65 (rapport). Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. sur le Trias de la France et de rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- LAUNEY P. LEENHARDT G. (1959) : Les brèches sédimentaires zincifères du sinémurien du Lot. B. S. G. F. 7ème série, t. I, p. 467-484, 7 fig., 1 pl.
- LAURENTIAUX-VIEIRA F. et LAURENTIAUX D. 1963 (1961) : Réflexions sur la paléontologie du Trias français et sa signification. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.

- LEDOUX C. (1868) : Etude sur les terrains triasiques et jurassiques et les minerais de fer du département de l'Ardèche. 115 p., 3 pl. des coupes, 1 carte. PARIS, Savy ed. 1868.
- LE CALVEZ Y. et LEFAVRAIS-RYMOND A. (1961) : Le Charmouthien du Lot. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 793-802, 4 pl. Ed. Technip, PARIS.
- LEFAVRAIS-RYMOND A. (1961) : Stratigraphie du Lias des sondages de la région de Lons-le-Saunier. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 633-641. Ed. Technip, PARIS.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. et HORON O. (1961) : Lias du bassin de PARIS. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 3-56-12 pl. Ed. Technip, PARIS.
- LEFAVRAIS A., RICOUR J. et TRUMPY 1963 (1961) : Trias des pays étrangers. p. 365-378, Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- LHEGY J. et RENAUD L. 1963 (1962) : Recherche des gîtes stratiformes dans l'Est de la division Massif Central, p. 67. C. R. Réunion. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962). Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS 1963.
- LEPELTIER C. (1959) : Quelques considérations sur la prospection géochimique du cuivre dans la zone française. C. R. des Travaux du groupe C. G. G., 26 p. (inédit).
- LIENHARDT G. 1963 (1961) : Causes et genèse des colorations rouges et vertes du Saxonien et du Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura). p. 605, 614, 3 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- LIZAUR J. (1952) : Les gisements de fer de Kelaia (Maroc espagnol). Cong. Géo. intern. C. R. de la XIXème session ALGER 1952, fasc. X, p. 81-82.
- LOMBARD (A. - (1949) : Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires. Soc. Belge de Géol., de paléo. et hydro. (S. G. de Belgique). BRUXELLES, t. VIII, fasc. 2, p. 214-271, 3 fig., 5 tab., 8 pl. Imprim. de l'Académie royale de Belgique).

- LOMBARD A. (1951) : Rythmes sédimentaire et cyclothème dans le cadre de la sédimentation générale C. R. 3ème Cong. de Stratif. Géol. du Carbonifère-Heerlen, p. 415, 421, 4 fig.
- LOMBARD A. (1952) : Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique (principe de subdivision par A. LOMBARD, suivi par Lucien CAHEN, 18 p., 9 pl., impr. Lielens (BRUXELLES-Ouest).
- LOMBARD A. (1953) : Les rythmes sédimentaires et les sédimentations générales. Essai de synthèse. Coll. de l'Ass. Intern. de Sédim. Groupe français, n° spécial de la revue de l'I. F. P.
- LOMBARD A. (1956) : Géologie sédimentaire, les séries marines, 722 p. 180 fig., 12 pl. Edit. Masson, PARIS.
- LONGCHAMBON H. (1928) : Révision de la feuille de Largentière. B. S. C. G. F., t. XXXI, n° 166, p. 137-143.
- LONGCHAMBON H. (1932) : Révision de la feuille de Largentière, B. S. C. F. G., t. XXXIV, n° 177, p. 120-125.
- LONGCHAMBON H. (1933) : Révision de la feuille de Largentière, B. S. C. G. F., t. XXXIV, n° 187, p. 105-106.
- LOUGNON J. 1963 (1962) : Note sur les gisements stratiformes plombo-zincifères du Seuil du Poitou. C. R. Réun. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962), p. 66, Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS 1963.
- LUCAS J. 1963 (1961) : Sédimentologie. p. 581-593. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER.
- MAGNE J. et SERONIE-VIVIEN R. E. (1961) : Le Lias du forage de Maubuisson. (Commune de Carcans, Gironde). Coll. sur le Lias français n° 4, p. 803-807. Ed. Technip, PARIS.
- MAGNE J., SERONIE-VIVIEN R. F. et MALMOUSTIER G. (1961) : Le Toarcien de Thouars (Deux-Sèvres). Coll. sur le Lias français n° 4, p. 357-397, Ed. Technip, PARIS.
- MANGIN J. Ph., GAUTHIER J. et LACROIX (1961) : Une méthode d'étude sédimentologique appliquée au stratotype du sinémurien, intérêt stratigraphique. Coll. sur le Lias Français n° 4, p. 297-306, Ed. Technip, PARIS.

- MARTIN C. (1963) : Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. 166 p., 5 pl., Dipl. d'études sup. médical. Fac. des Sc. de MONTPELLIER.
- MASSIN J. N. (1960) : Etude géologique de la rive droite du Rhône du Vivarais à Cruas. R.G. S. N. P. A. n° 371, (inédit).
- MATTEI J. (1961) : Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. Coll. sur le Lias français. n° 4, p. 743-756, 1 tab., Ed. Technip, PARIS.
- MAUBEUGE P. L. (1961) : Le Toarcien et le sommet du Pliensbachien dans la région de Langres (Haute-Marne) et quelques comparaisons avec la Lorraine centrale. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 563-576. Ed. Technip, PARIS.
- MAUBEUGE P. L. 1963 (1961) : Quelques points généraux sur la géologie du Trias dans le bassin de PARIS (note). p. 146-147. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- MERKI P. : Contribution à l'étude de la stratigraphie et du faciès du Muschelkalk supérieur dans le Jura suisse, p. 401-407, Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- MICHARD A. (1962) : L'étude sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes Cottiennes méridionales, p. 477 à 491, 6 fig., 2 pl., B. S. G. F. série 7, tome IV, n° 4.
- MILLOT G. (1960) : Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. Bull. serv. géol. Als. Lorr., T. 13, fasc. 4, p. 129-146, 2 fig., STRASBOURG.
- MOUSTERDE R. (1952) : Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif Central français. B. C. G. n° 236, t. L, p. 63-522, 14 pl., 7 tab.
- MOUSTERDE R. (1960) : Le Lias des bordures ardéchoises du Massif Central. Coll. Lias français. Cong. Soc. Sav. PARIS et départ. CHAMBERY.

- MOUTERDE R. et TINTAN H. (1961) : Le sinémurien de Semur. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 287-295. Ed. Technip, PARIS.
- MOUTERDE R. (1961) : Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane. Coll. du Lias français n° 4, p. 715-718, Ed. Technip, PARIS.
- MOUTERDE R. et les géologues de la S. N. P. A. (1961) : Le Lias des bordures ardéchoises du Massif Central. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 847-855. Ed. Technip, PARIS.
- MOUTERDE R., PETITEVILLE et RIVOINARD R. (1961) : Stratigraphie du jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 709-713. Ed. Technip, PARIS.
- NALIVKIN O. V. (1956) : Etude des faciès. Conditions géographiques de la formation des sédiments. 2 vol. M. L. Ezdat, A. N. S.S. S.R. 536 p., 39 tab., 182 fig., traduction n° 2942 B. R. G. M. PARIS.
- NICOLINI P. 1963 (1962) : L'utilisation des données sédimentologiques dans l'étude et la recherche des gisements stratiformes : établissement des courbes prévisionnelles. C. R. Réunion. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962), p. 65, Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS, 1963.
- ORCEL J. et JOURAVSKY G. (1938) : Données optiques nouvelles en lumière polarisée réfléchie, sur quelques constituants des minerais de fer. C. R. du Premier Cong. Lorr. des Soc. Sav. de l'Est de la France (NANCY, 6-8 juin 1938).
- ORCEL J. (1946) : Caractères microscopiques de la Lépidocrocite en lumière polarisée réfléchie, p. 42-46, fig. 4). Bull. Soc. Franc. Micrologie (1946).
- ORCEL J. (1960) : Géochimie et microstructure des minerais. Cours ronéotypé. 187 p. Lab. Géol. appliquée, Fac. des Sc. Univ. PARIS.
- ORCEL J. (1961) : Métallogénie et pétrogénèse. 124 p. Lab. Géol. Appliquée, Fac. des Sc. Univers. PARIS.
- PAIM Q. A. (1957) : Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche). Thèse Utrecht, Hollande, 121 p. 55, fig. 8 pl.

- PAQUIER V. (1899-1900) : Carte géologique de Privas-Viella, t. 11, n° 73, p. 119-122, B. S. C. G. F.
- PAQUIER V. (1900-1901) : Carte géologique de Privas au 1/80.000°, t. 12, n° 80, p. 92-93.
- PAVILLON M. J. (1960) : Evolution structurale, granitique et métallogénique de la région de Meymac (Corrèze). Thèse 3ème cycle, Fac. Sc. PARIS, Lab. Géol. appliquée, (inédit).
- PELLET J. (1961) : Matériaux et structures de la montagne cévenole, p. 3-20, Font-Vive, Revue n° 3, la Montagne. Impr. Mabauzit, Aubenas (Ardèche).
- PELLISSONIER H. (1961) : Paléoreliefs et Minéralisations hydrothermales. La structure paléinsulaire. Ann. des Mines, janvier 1961, p. 7-30, 22 fig.
- PELLISSONNIER H. (1962) : Classification métallogéniques : problèmes et essais de synthèse. Chr. min. rech. min. n° 306, B. R. G. M. PARIS.
- PERRIAUX J. 1963 (1961) : Stratigraphie du Trias inférieur de l'Est de la France, p. 79-88, 1 fig., 1 pl. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- PERRIAUX J. 1963 (1961) : Enseignements tirés de l'étude sédimentologique de grès du Permo-trias de l'Est de la France (note préliminaire). p. 595-601, 3 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias français et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1939) : Le granite et les réactions à l'état solide. Bull. serv. carte géol. Algérie 5ème série n° 4, 180 p., 8 fig., 6 pl.
- POLLINI A. et CASSINIS G. 1963 (1961) : Evolution structurale et sédimentaire du bassin triasique de la Lombardie, p. 428-437. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- POMEROL (CH) et FOUET R. (1954) : Les roches métamorphiques n° 647, 119 p., 18 fig. Presses universitaires de France, PARIS.
- POMEROL (CH) (1961) : Les roches éruptives (Que sais-je ?) 3ème édition, n° 542, 127 p., 24 fig., 4 tab. Presses universitaires de France, PARIS.

- PONCET J. (1963) : Précision sur la position stratigraphique du minerai de fer dévonien de Dialette (Manche). p. 47-49, fasc. 2, C. R. S. G. F. PARIS.
- PROUHET J.P. 1963 (1962) : Aperçu des méthodes employées dans la division Sud-Ouest pour la recherche des gisements stratiformes non affleurants. p. 67, C. R. Réunion. E. et inf. B. R. G. M. (17-20 septembre 1962). Bull. B. R. G. M. n° 4, PARIS.
- RAGUIN E. (1946) : Géologie du Granite. 275 p., 51 fig. Masson, PARIS.
- RAGUIN E. (1961) : Géologie des Gîtes minéraux. 1 vol., 686 p., 134 fig., Masson, PARIS.
- REBOUL J. 1963 (1961) : Trias des bordures du Synclinal de Bourg d'Oisans (Isère), note, p. 262-265, 2 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. lim. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- REMY J.M. (1960) : Les manifestations éruptives du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar. Revue de géographie physique géologie dynamique. Vol. III, fasc. 2, p. 95-100, 6 fig.
- REMY J.M. (1962-1963) : Vulcanologie, Cours ronéo, 119 p., 59 fig. Fac. des Sc. Univers. MONTPELLIER.
- REVOL A. M. (1846) : Mines de fer de Saint-Priest près de Privas (Ardèche), 39 p., Imp. de L. Boitel, LYON.
- REVOL A. M. (1845) (a,b) : Mines de fer de Saint-Priest près de Privas, 23 p., imp. De Léon Boitel, LYON.
- REYNIER E. (1943) : Mines, métallurgie et voies ferrées de la région privadoise, 47 p., 6 tab., 1 pl. Imprimerie Habauzit, Aubenas (Ardèche).
- RICHE Ph., RIVIER F., et MICHOLET J. (1961) : Observation sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 719-734, Ed. Technip, PARIS.
- RICHTER-BERNBURG G. 1963 (1961) : Travaux géologiques actuels dans le Buntsandstein d'Allemagne. p. 379-382, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et régions limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.

- RICOUR J. 1963 (1961) : Problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français, Coll. sur le Trias de la France et des rég. limit. Mém. du B. R. G. M. n° 15, p. 15-28, 1 fig., 1 tab. C. R. du Cong. des Soc. Sav. de PARIS et des départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- RICOUR J. 1963 (1961) : Esquisse Paléogéographique de la France aux temps triasiques. p. 715-734, 8 fig.
- RICOUR J. (1962) : Contribution à une révision du Trias français, Mém. Serv. cart. Géol. Fr. 461 p., 122 fig., 24 pl. phot. et 8 pl., Imp. Nationale, PARIS.
- RIFFAUT M. et DIMIAN (1939) : Rapport de l'Ingénieur des Mines, Concession du Lac et de Saint-Priest (Ardèche).
- RITTMANN A. (1963) : Les Volcans et leur activité. 461 p., 176 fig., 5 tab., Masson, PARIS.
- ROGEL P. (1961) : Etude du gisement de Plomb de la Plagne (Savoie). Etude Géologique et métallogénique. Thèse, Fac. des Sc. de l'Univ. de PARIS. Lab. de Géol. Appliquée.
- ROGEL P. 1963 (1961) : Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes, p. 695, 704, 8 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias français et la région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- ROGER G. (1962) : Etude géologique et métallogénique de la cézarenque et du Sud-Est du Mont Lozère (Cévennes). Thèse de l'Univers. de PARIS, 169 p. annexe 52 p., 79 fig., 3 cartes géologiques (au 1/40.000^e, 1/20.000^e et 1/5000).
- ROMAN F. (1904-1905) : Feuille de Privas, t. 16, n° 105, p. 77-79, B. S. C. G. F.
- ROMAN F. et BRUN (P. de) (1924) : Etude sur le Callovien de la vallée du Rhône : Le Callovien de Naves près les Vans (Ardèche). Trav. Labo. Géol. Fac. des Sc. LYON, fasc. VI, 128 p., 30 fig., 7 pl.
- ROMAN F. (1935) : La faune des minerais de fer des environs de Privas, 52 p., 8 pl. Travaux du Labo. de Géol. de la Fac. des Sc. de LYON.
- ROMAN F. (1950) : Le Bas Vivarais, act. scient. et indust. n° 1090, 150 p., 35 fig. Ed. Hermann et Cie, PARIS.

- ROQUES M. (1941) : Les schistes cristallins de la partie S. O. du Massif Central français. Mém. cart. Géol. Fr. 527 p., 17 fig., 3 pl. Impr. Nationale, PARIS.
- ROQUES M. (1959) : Les roches métamorphiques. (Les conditions mécaniques et physico-chimiques du Métamorphisme. Cours CLERMONT-FERRAND.
- ROSSELOT G. (1962) : Les gisements de cuivre, plomb, zinc, de la région du diahot, Nouvelle-Calédonie. Chr. des min. et de recher. min. n° 310, B. R. G. M. PARIS.
- ROUTHIER P. (1956) : Sur une classification des gîtes métallifères par types naturels. XXème Cong. Géol. Inter. MEXICO.
- ROUTHIER P. (1956) : Géologie des Gîtes métallifères, cours. Lab. Géol. appliquée. Fac. des Sc. Univ. PARIS.
- ROUTHIER P. (1959) : Contrôle des guides structuraux, cours. Lab. Géol. appliquée Fac. Sc. Univ. PARIS.
- ROUTHIER P. (1963) : Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches, 2 t., 1282 p., 411 fig., 39 tab., Ed. Masson, PARIS.
- ROUVIER.F. (1960) : Contribution à l'étude géologique et métallogénique des minéralisations plombo-zincifères du Diois et des Baronnies (domaine de la fosse Vicontienne). Thèse 3ème cycle, Fac. des Sc. PARIS, Géol. Appliquée (inédit).
- RUKHIN L. B. (1961) : Base de la lithologie. Etude des formations sédimentaires, 2ème édit. Traduction n° 3783, B. R. G. M., PARIS.
- SAKOWITCH W. (1963) (1962) : Emploi de la Géochimie. C. R. Réunion. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962), p. 70. Bull. B.R.G.M. n° 4, PARIS.
- SANTAS C. (1957) : Etude du socle cristallin de la partie Sud-Est du Vivarais, (D. E. S. CLERMONT-FERRAND).
- SANTAS C. et LAPADU-MARGUES P. (1958) : Les Granites du Vivarais méridional. B. S. C. G. F., t. 56, n° 255, p. 101-114, 3 fig., 2 tab.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) : Le Lias Dauphinois et le Lias du dôme de la Mure. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 821-828, Ed. Technip, PARIS.

- SARROT-REYNAUD J. (1961) : Le Lias des Alpes et des chaînes subalpines françaises. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 85-93, 1 schéma. Ed. Technip, PARIS.
- SARROT-REYNAUD J. 1963 (1961) : Trias des zones externes des Alpes françaises p. 205-213, 2 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- SARROT-REYNAUD J. 1963 (1961) : Trias du dôme de la Mure et des régions annexes. p. 249-267, 2 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- SAYN G. (1898-1999) : Feuille de Privas. B. S. C. G. F., t. 10, n° 63, p. 161-163.
- SAYN G. et ROMAN F. (1928) : Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. 4^e fasc., 165 p., 12 pl. Travaux du Labo. de Géol. de l'Université de LYON, Fac. des Sciences.
- SAYN G. et ROMAN F. (1928) : Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. Mém. II fasc. XIII et XIV, 256 p., 21 pl. Travaux du Labo. de Géol. de l'Univ. de LYON, Fac. des Sc.
- SCHNEIDERHOHN H. : Traité des gîtes métallifères. Trad. Serv. Géol. Maroc.
- SCHNEIDERHOHN H. (1953) : Tableaux de détermination des Minerais au microscope métallographique. Extrait de Scheneiderhöhn. Erzmikroskopische Praktikum. Traduc. J. PETERRLONGO.
- SCHWARTZ G. M. (1951) : Classification et définition des têtes et des structures des minéraux des gîtes métallifères. Eco. Géol. vol. 46, p. 578-591, 56 p., 40 photos. Traduc. Bumifon, MADAGASCAR.
- SENKOWICZOWA H. et SLACZKA A. 1963 (1961) : Dépôts de Buntsandstein dans les montagnes Swiety-Krzyz (Pologne). p. 383-396, 5 fig., Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.

- BERONTE-VIVIEN R. M., MAGNE J. et MALMOUSTIER (1961) : Le Lias des bordures septentrionale et orientale du bassin d'Aquitaine. Coll. sur le Lias français n° 4, p. 757-791, 4 pl., 3 tab., Ed. Technip, PARIS.
- SERVAT E. 1963 (1961) : Observation sur le Trias de la bordure méridionale du Massif Central. p. 275-291, 4 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- SERVAT E. 1963 (1961) : Trias du fossé de Bédarieux. p. 295-306, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et région limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- SHATALOV E. T. (1963) : Revue des termes et notions géologiques appliquées à la métallogénie. Traduction n° 4457, B. R. G. M. PARIS.
- SIGAL J. (1961) : Les principaux groupes de microfossiles au Lias. Coll. sur Lias français n° 4, p. 97-105, Ed. Technip, PARIS.
- SLANSKY M. 1963 (1962) : Relation entre la minéralisation phosphatée et la sédimentation. C. R. Réun. E. et Inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962). Bull. B. R. G. M. n° 4.
- SLAVIN V. L. 1963 (1961) : Au sujet du Rhétien, p. 29-33 (introduction). Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. sur le Trias de la France et des rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- Société Nationale des pétroles d'Aquitaine - 1963 (1961) : Connaissances sur le Trias dans le Sud-Ouest de l'Aquitaine (permis S. N. P. A.), p. 357-361, 1 fig. Mém. du B. R. G. M. N° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- SOULAVIEG (1778-1784) : Histoire naturelle de France méridionale, 8 vol., in-8°, NIMES.
- SPERBER F. 1963 (1961) : Série stratigraphique du Trias de Lodève (Hérault), p. 292-294. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- STRAKHOV N.M. (1947) : Minerais de fer. Traduction n° 612, B. R. G. M., PARIS.

- STRAKHOV N.M. (1957) : Méthode d'étude des roches sédimentaires, 2 t., MOSCOU. Traduction B. R. G. M. PARIS.
- TATARINOV P.M. (1955) : Conditions de formation des gisements de minerais (métalliques et non métalliques) MOSCOU, Traduction B.R.G.M. PARIS.
- TATARINOV P.M. (1957) : Principes généraux d'analyse métallogénique régionale et méthodes d'établissement des cartes métallogéniques des régions plissées. MOSCOU. Traduction B. R. G. M. PARIS.
- TERMIER H. et G. (1956) : L'évolution de la lithosphère I. Pétrogénèse. 653 p., 40 fig. L. IV. Pl., Masson, PARIS.
- THEBAULT J. Y. 1963 (1962) : Quelques gîtes stratiformes de plomb et zinc, parfois d'antimoine d'Algérie. C. R. Réunion. E. et inf. du B. R. G. M. (17-20 septembre 1962), p. 66, Bull. B. R.G.M. n° 4, PARIS.
- THEOBALD N. (1961) : Stratigraphie du Lias dans la France-Comté. Coll. sur le Lias français, n° 4, p. 625-632. Ed. Technip, PARIS.
- THEOBALD N. et LAUGIER R. 1963 (1961) : Trias des abords Sud du Massif Vosgien du Jura, de la Bresse et de la périphérie du Massif Central. p. 66-72, Mém. du B. G. M. G. n° 15. Coll. sur le Trias de la France et des rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- THEOBALD N. 1963 (1961) : Stratigraphie et paléogéographie des grès du Trias inférieur de la Sarre et des régions voisines. p. 602-604. Mém. du B. R. G. M. n° 15. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- TUREKIAN K. K. et WEDEPOHL K. H. (1961) : Distribution of the elements in some Major Units of the Earth's crust. Geological Society of America Bulletin. V. 72, p. 175-192. Febr.
- WATERLOT G. 1963 (1961) : Trias du Bassin de Paris. p. 73-78. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. sur le Trias de la France et des rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et Départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- WEGMANN C. E. (1935) : Zur Deutung der Migmatite. Bd 26, p. 305-350, 12 fig., Traduction Maurice LELUBRE - ALGER 1957. Service de la carte géologique de l'Algérie. Documentation n° 4.

- WEISBROD A. (1962) : Les occurrences de la Cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. C. R. A. S., t. 254, p. 3393, 3395.
- WEISBROD A. (1962) : Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay (Massif Central français). t. 255, p. 3004-3006.
- VERNET J. 1963 (1961) : Trias de la zone alpine externe des Alpes-Maritimes, p. 194-201. Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- VILLEMIN J. 1963 (1961) : Trias des sondages du Bassin de Paris de la régie autonome des pétroles. p. 89-122, 23 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER, Ed. Technip, PARIS.
- VIRGILI C. 1963 (1961) : Trias du Nord-Est de l'Espagne. p. 469-481, 5 fig., Mém. du B. R. G. M. n° 15, Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER.
- YAPAUDJIAN L. 1963 (1961) : Essai de caractérisation des sédiments permien et triasiques dans le bassin de Paris. p. 123-145, 8 fig. Mém. du B. R. G. M. n° 15. Coll. du Trias de la France et rég. limit. C. R. Cong. Soc. Sav. de PARIS et départ. MONTPELLIER. Ed. Technip, PARIS.
- YAZDI R. (1962) : Etude sur le Callovien moyen, l'oxfordien et la base de l'Argovien entre Saint-Didier et Saint-Priest (Ardèche). B. S. G. F. 7ème série, t. IV, p. 136-139.
- YAZDI R. (1964 a.) : Sur les microfacies et l'âge de la minéralisation des formations ferrières de la région de Privas (Ardèche). C. R. S. G. F. Fasc. 7, p. 279.
- YAZDI R. (1964 b.) : Phénomènes épirogéniques sur la bordure S. E. du Massif Central français pendant le dépôt du Trias moyen. C. R. A. Sc. PARIS, t. 259, p. 4762-4763.
- YAZDI R. (1964 c.) : Occurrence de la cordiérite dans la partie Sud-Est du Massif Central français. XXII^e Cong. Géol. Inter. INDE, décembre 1964, section n° 16, à paraître.

- YAZDI R. (1964 d.) : Méthodologie de la recherche des gîtes métallifères (en particulier des gîtes de Plomb, de zinc et de fer) dans les roches sédimentaires. (Exemple de la bordure Sud-Est du Massif Central français). XXII^e Cong. Géol. Intern. INDE, décembre 1964, section n^o 16, à paraître.
- ZAVARICKIJ (1955) : Les roches éruptives. MOSCOU. Izd. A. N. S. S. S. R. 479 p., 33 tab., 215 fig. Traduction B. R. G. M. n^o 3175 PARIS.
- ZHIZHCEKO B. P. (1959) : Méthodes et recherches paléogéographiques. Gostop-tekhnizdat, LENINGRAD, 1 vol. 371, 132 fig., 57 tab. Traduction du B. R. G. M. n^o 2287, PARIS.

TABLE DES MATIERES

	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	1
SITUATION GEOGRAPHIQUE	1
RELIEF ET MICROGRAPHIE	1
CADRE GEOLOGIQUE	2
TECHNIQUE DU TRAVAIL	.
SOMMAIRE HISTORIQUE	5
 ETUDE DES SERIES CRISTALLOPHYLIENNES	
 <u>PREMIERE PARTIE</u>	
 <u>ETUDE GEOLOGIQUE ET DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES ROCHES CRISTALLINES</u>	
 <u>CHAPITRE I : LE METAMORPHISME REGIONAL ET LES MICASCHISTES</u>	8
I - <u>GENERALITES</u>	
II- <u>L'ENSEMBLE DES MICASCHISTES</u>	8
a) Délimitations	8
b) Constitution	9
c) Zonégraphie	9
1 - Zone des micaschistes à muscovite	9
2 - Zone des micaschistes à biotite et chlorite	10
3 - Micaschistes feldspathiques	11
 <u>CHAPITRE II : L'ENSEMBLE DES GNEISS</u>	14
A - <u>Les Migmatites</u>	14
B - <u>Les Gneiss</u>	16
a) Gneiss lités	17
b) Gneiss rubannés à sillimanite et grenats	17
c) Gneiss oeillés	20
d) Gneiss amygdalaires	23
 - zone de transition micaschiste feldspathique-anatexite	24
 Conclusion	26

Anatexite à faciès gneissique, granitoïde et bréchoïde	26
Granite d'anatexie porphyroïde	33
Conclusion sur la formation des migmatites	36
Occurrence de la Cordiérite dans la zone des Migmatites	37

CHAPITRE III : LES GRANITES ET MASSIFS CIRCONSCRITS 40

I - LE GRANITE PORPHYROÏDE DE SAINT-ANDEOL-LARGENTIERE 40

A.-Granite proprement dit

1. Généralités, situation géographique	40
2. Etude pétrographique macroscopique descriptive	41
3. Etude pétrographique, lames minces	43
Conclusion sur le granite	45

B.- Les filons du granite porphyroïde de Saint-Andéol-Largentièrre 47

II - LE GRANITE PORPHYROÏDE DU COL DE L'ESCRINET-AINAC 48

A.- Etude du massif de granite lui-même 48

1. Généralités	48
2. Etude pétrographique	49

B.- Les filons intrusifs dans le granite porphyroïde du Col de l'Escrinet-Ainac.

III - LE GRANITE DE ROCLES 53

A.- Etude du massif granitique proprement dit 53

1. Généralités	53
2. Etude pétrographique	53

B.- Etude des filons et diverses enclaves 54

CHAPITRE IV : LES AMAS DE GRANULITE ET DE PEGMATITES 56

A. Les granulites	56
B. Les granulites à cordiérite	57
C. Les granulites à nids pegmatitiques d'Ucel	59
D. Pegmatites à cordiérite	62

<u>CHAPITRE V - SYSTEME FILONIEN</u>	64
A. - Microgranulite	64
Généralités	64
B. - Pegmatites	68
C. Microgranulites	71
1. Microgranite d'Asperjoc	71
2. Microgranite de la Planche de Gourdon	72
D. Microdiorite	75
E. Spessartite	76
F. Quartz	77
Conclusion	79
 <u>DEUXIEME PARTIE</u>	
<u>CHAPITRE I : ESSAIS D'INTERPRETATION, CONCLUSION</u>	81
A. - Degrés de Métamorphisme	81
1. L'ensemble des micaschistes	81
2. L'ensemble des gneiss	82
3. Les zones de migmatite	83
B. - Degrés de Métamorphisme, température et pression	85
C. - La genèse des roches cristallophyliennes, les pegmatites et granites.	86
 <u>TROISIEME PARTIE</u>	
<u>ETUDE PALEONTOLOGIQUE, STRATIGRAPHIQUE, LITHOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.</u>	
LES DIFFERENTS FACIES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	88
LES CLASSIFICATIONS DES ROCHES DETRITIQUES SE PRESENTANT DANS FACIES LITTORAUX ET CONTINENTAUX	89
<u>CHAPITRE I : LE PALEOZOIQUE</u>	97
Permien	97
Généralités	97
Paléogéographie	97
Stratigraphie	98
Description des différents niveaux	99
<u>CONCLUSIONS :</u>	110
Rapport de la Tectonique avec la stratification et le rythme	111

<u>CHAPITRE II : LE SECONDAIRE</u>	114
Introduction :	
a) Le ciment	114
b) Les divers types de structure du ciment	114
<u>I - TRIAS</u>	
Généralités	
Paléontologie et stratigraphie du Trias	111
Synchronologie avec le Trias lorrain	111
Limite stratigraphique	111
A - Trias inférieur	119
Généralités	
1 ^o - Grès conglomératique	120
2 ^o - Grès feldspathique grossier	122
3 ^o - Grès feldspathique fin	125
Lentille minéralisée du Roubreau	131
4 ^o - Grès fin argileux et marnes viscolores	132
Signification des divers faciès du Trias inférieur;	133
B - Trias moyen (Muchelkalk)	135
Généralités	135
1 ^o Séquences marneuses noires très finement litées à intercalation de calcaire dolomitique purement gréseux	135
2 ^o Séquence calcaréo-dolomitique et Dolomie	137
3 ^o Séquence marno-dolomitique (Lettenkohle)	140
Les particularités caractéristiques des différents faciès du Trias moyen et leur signification	141
- Genèse des dolomies	148
- Conclusion sur la genèse de dolomie	150
C - Trias supérieur (Keuper)	151
Généralités	151
1 ^o - Grès plus ou moins fin	151
2 ^o - Succession de bancs de grès et de bancs calcaire- dolomitique	152
3. - Grès très grossiers conglomératiques	153
Cas particulier de grès grossier conglomératique du Trias su- périeur	156
Paléogéographie	157
Evolution de la sédimentation au cours du Trias	158
Rhétien	159

II-JURASSIQUE	162
<u>LIAS</u>	
A. Lias inférieur	162
1. Hettangien	
1 ^o - Calcaire en bancs bien stratifiés	162
2 ^o - Calcaire marneux noduleux à fins interlits marneux (à la base)	163
- Variations stratigraphiques et fauniques de l'Hettangien	168
- Evolution de la sédimentation à la base du Lias inférieur	170
2. Sinémurien	
1 ^o - Calcaire marneux noduleux	171
2 ^o - Calcaire finement cristallin bien stratifié	172
- Variation stratigraphique du Sinémurien	174
- Evolution de la sédimentation du Sinémurien	175
- Conclusion	175
Lias moyen et supérieur	176
Généralités	176
B. Lias moyen	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	177
2 ^o - Caractères paléontologiques	177
C. Lias supérieur	178
1. Toarcien	
1 ^o - Généralités	178
2 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	179
3 ^o - Eléments de chronologie	182
4 ^o - Les chenaux et les ravinements du Toarcien	185
2. Aalénien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	187
2 ^o - Eléments de chronologie	189
3 ^o - Les chenaux d'érosion sous-marins de l'Aalénien	189
<u>DOGGER</u>	
1. Bajocien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	191
2 ^o - Eléments de chronologie	191
- Evolutions et conditions des dépôts du Lias moyen, supérieur au Bajocien	192
- Variations stratigraphiques du Lias moyen et supérieur au Bajocien	194
Conclusion	195
Limite stratigraphique	196

MALM

2. Bathonien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	197
2 ^o - Eléments de chronologie	198
3 et 4 - Callovien, Oxfordien et la base de l'Argovien	199
A. Caractères lithologiques et stratigraphiques entre Saint-Didier et Saint-Priest.	190
B. Lithologie des formations ferrifères de la région de Privas	209
Conclusion	209
- Variation stratigraphique du Bathonien, du Callovien, de l'Oxfordien et de la base de l'Argovien	210
- Evolution de la sédimentation et des conditions paléogéographiques	211
- Conclusion paléogéographique	211
5. Argovien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	212
2 ^o - Caractères paléontologiques	213
6. Rauracien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	215
2 ^o - Caractères paléontologiques	215
7. Séquanien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	216
2 ^o - Caractères paléontologiques	217
8. Kimmeridgien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	219
2 ^o - Caractères paléontologiques	220
9. Portlandien	
1 ^o - Caractères lithologiques et stratigraphiques	222
2 ^o - Caractères paléontologiques	224
Conclusion	226

III - CRETACE

1. Berriasien	
1 ^o - Descriptions lithologiques et stratigraphiques	227
2 ^o - Caractères paléontologiques	228
2. Valanginien	
Généralités	229
a) Marnes franches passant au sommet à des formations plus calcaires (Va)	229
b) Bancs calcaires marneux, compacts, à minces interlits marneux (Vb)	231
c) Marnes franches à interbancs calcaires	232

3. Hauterivien	
Généralités	232
1 ^o - Etude lithologique et stratigraphique	232
2 ^o - Caractères paléontologiques	233
- Les variations lithologiques et les conditions paléogéographiques du Lusitanien au Crétacé inférieur	234
Conclusion	236
 <u>CHAPITRE III : LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE</u>	
I - <u>LE TERTIAIRE</u>	237
II- <u>LES LAVES</u>	237
A. Les coulées basaltiques	237
B. Les dykes et filons	246
C. Teneur du minerai de zinc, de plomb, de cuivre dans les coulées	251
 <u>CHAPITRE IV : TECTONIQUE</u>	
<u>GENERALITES</u>	253
I - <u>SYSTEMES TECTONIQUES CASSANTS</u>	253
II- <u>MOUVEMENTS OSCILLATOIRES</u>	258
<u>CONCLUSIONS</u>	261
 <u>QUATRIEME PARTIE</u>	
<u>METALLOGENIE</u>	262
Généralités	
- Etude descriptive des minéralisations et leur environnement	262
a) Dans le socle	262
b) Dans la couverture	262
 <u>CHAPITRE I : ETUDE DE LA MINERALISATION SITUEE DANS LE SOCLE CRISTALLIN</u>	
<u>ETUDE DES AFFLEUREMENTS</u>	265
- Caractères généraux des indices minéralisés	265
- Phase métallogénique hercynienne	265
- La minéralisation associée aux failles (N 110E)	266
a) Asperjoc	266
b) Localisation de l'indice d'Aveillan	268
- La minéralisation du filon de quartz et la zone mylomitique du granite porphyroïde du Nord de Largentière	269
- La minéralisation dans le granite à nids pegmatitiques d'Ucel	269

CHAPITRE II : ETUDE DE LA MINERALISATION DANS LE TRIAS

A. <u>Etude de la minéralisation du Trias inférieur</u>	
Généralités	271
Historique	271
1. - Nature de la minéralisation	275
2. - Localisation et forme du gisement	275
3. - L'étude de la minéralisation des différents niveaux	278
4. - Nature et localisation de l'Argent	290
Conclusion	292
B. <u>Etude de la minéralisation du Trias moyen</u>	293
a) Dépôts minéralisés plombo-zincifères localisés dans la dolomie du Trias moyen	293
b) Le minerai de fer du Trias moyen	298
<u>Minerai de fer de la Vallée de la Lende</u>	302
Historique	302
a) Description microscopique de la minéralisation	303
b) Genèse et état du minerai	306
C. <u>Etude de la minéralisation du Trias supérieur</u>	308
a) La barytine	308
b) Les niveaux ferrugineux	311

CHAPITRE III : ETUDE DE LA MINERALISATION DU LIAS ET DU JURASSIQUE MOYEN

Etude descriptive de la minéralisation	313
A. <u>Association de la minéralisation de la galène, la blende, la pyrite, la Calcopryrite et la barytine</u>	314
B. <u>Minéralisation du sulfate de baryum</u>	314
- Etude de la minéralisation et l'hypothèse génétique du minerai plombo-zincifère	316
1. Caractères des roches encaissantes	315
2. Mode d'occurrence de la minéralisation	317
A. Influence paléogéographique	318
B. Influence paléomorphique	318
C. Rôle des Paléocourants	319

D. Rôle de la diagénèse et de l'épigénèse	319
E. Minéraux détritiques d'altération ou de néoformation	320
F. Organismes et matières organiques	323
G. Nature de la minéralisation	323
3. - Evolution de la sédimentation des formations minéralisées	324
4. - Relations structurales des minéralisations	324
5. - Association éventuelle des minéralisations à des roches cristallines	327
Conclusion et hypothèse génétique	327
C - <u>La minéralisation du minerai de fer du Lias</u>	331
1.-Minerai de fer sous l'oxyde de fer (limonite)	331
- Hypothèse génétique	332
2.- Minerai de fer oolithique	332
a) Le minerai de fer oolithique à Saint-Priest	333
b) Historique	333
- Les conditions de la formation du minerai	333
Conclusion	334
D - <u>Etude de la minéralisation du Bajocien-Bathonien et du Callovien</u>	
1.-Minerai de fer hypergène de la région privadoise	334
a) Historique	337
b) Description du minerai	337
c) Les conditions de la formation du minerai hypergène de Privas.	338
Conclusion	342
<u>CHAPITRE IV : LA PROSPECTION CHIMIQUE</u>	343
Conclusion	359
<u>INTERET PETROLIER</u>	360
Généralités	360
1. Types structures	360
2. Types sédimentaires	360
Conclusion	361

ANNEXE

1 - COUPE DANS LE CRISTALLIN SUR LA R.N.578 bis, AU LIEU DIT CARRIERE d'UCEL	363
2 - COUPE ET ETUDE DE LA ZONE MYLONITIQUE MINERALISEE DANS LES GRANITES PORPHYROIDES D'AINAC, PONT DE BRIDOU (ASPERJOC)	364
3 - COUPE DU PERMIEN EFFECTUEE DANS LE RUISSEAU DES FLACHERES AU N E DE LARGENTIERE	365
4 - COUPE DE LA SERIE PERMIENNE EFFECTUEE DANS LA VALLEE DE LA LIGNE (HAMEAU DE MOULINET)	372
5 - COUPE DU PERMIEN EFFECTUEE SUR LA ROUTE D.223 (LARGENTIERE-PRADES)	374
6 - COUPE DU PERMIEN AU TRIAS SUPERIEUR EFFECTUEE AUX ENVIRONS DU HAMEAU DE CHAUNE	379
7 - COUPE DU TRIAS AFFLEURANT SUR LA R.N.578 bis. DE VALS-LES-BAINS A PONT D'UCEL	384
8 - COUPE DU TRIAS, SONDAGE G X EFFECTUE AU LIEU DIT: COUPES (LARGENTIERE) COUPES SERIEES (Fig.45 a à e) DE LA LENTILLE GRESEUSE MINERALISEE (Pb,Zn) DANS LE TRIAS INFERIEUR DE LA VALLEE DU ROUBREAU (REGION DE LARGENTIERE)	402
9 - COUPE a DU ROUBREAU	429
10- COUPE b RIVE GAUCHE DU ROUBREAU	436
11- COUPE b RIVE DROITE DU ROUBREAU	442
12- COUPE c RIVE GAUCHE DU ROUBREAU	448
13- COUPE c RIVE DROITE DU ROUBREAU	450
14- COUPE d DU ROUBREAU	454
15- COUPE e DE LA VALLEE DU ROUBREAU	457
16- COUPE DE LA ZONE BLENDEUSE DU TRIAS INFERIEUR (La Vallée de la LIGNE)	461
- COUPES DU TRIAS MOYEN MINERALISE EN FER, EFFECTUEES DANS LA MINE DE CHAUNE (FONS).	
Coupes sériees de 17 à 22	468
23- COUPE DU TRIAS SUPERIEUR AU BATHONIEN INFERIEUR, EFFECTUE SUR LE SENTIER ALLANT DE CHAMPDONAS AU CHOMEIL (VESSEAUX).	472
24- COUPE DU LIAS MOYEN ET SUPERIEUR MINERALISE, EFFECTUEE AU LIEU DIT CHAMPAGNAC (SAINT-ETIENNE-DE-BOULOGNE).	484
25- COUPE EFFECTUEE A L'ENTREE D'UNE GALERIE ABANDONNEE DE MINERAI DE FER DU LIAS SUPERIEUR A SAINT-PRIEST	498
26- COUPE DE LA BASE DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU CRETACE INFERIEUR EFFECTUEE AU LIEU DIT "COTE DES FOURNIERS" MENANT A LA FERME DE CHAYLUS (R.D. 7 Privas).	



DEUXIEME THESE

Proposition donnée par la Faculté :

Géologie Structurale de l'IRAN

VU et Permis d'imprimer :

MONTPELLIER, le

Le Recteur de l'Académie
de Montpellier,

VU et approuvé :

MONTPELLIER, le

Le Doyen de la Faculté
des Sciences,

B. CHARLES



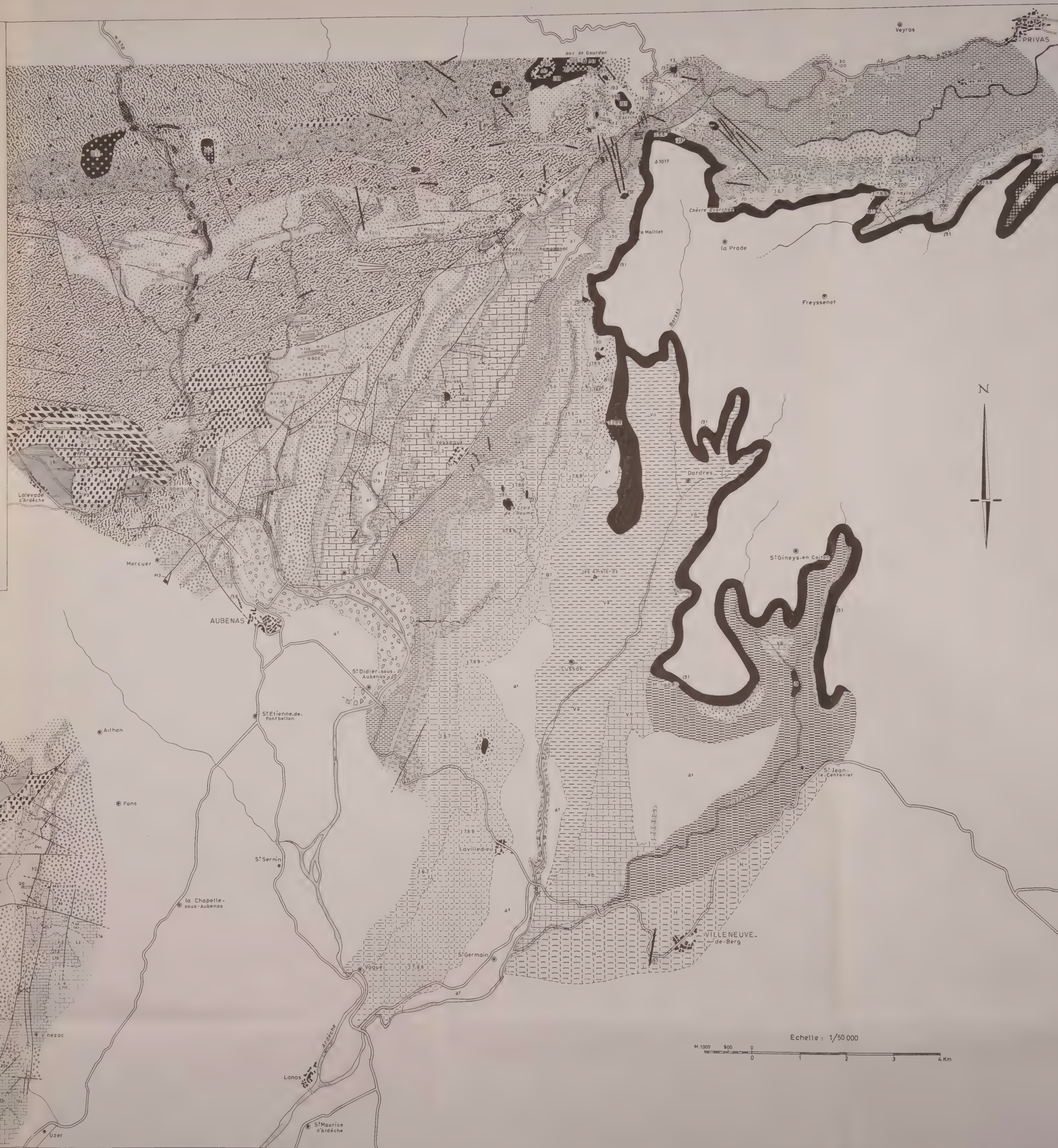
BORDURE SUD-EST DU MASSIF CENTRAL
ENTRE PRIVAS ET LARGENTIERE

Par Rouhollah YAZDI (1960-1965)

TERRAINS SEDIMENTAIRES

(suite)

-



Echelle : 1/50 000

Dessiné par J. Vilanova

Montpellier. Août 1965.



